

SÉRIE A, N° 614

N° D'ORDRE
1415

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

L'abbé J.-B. MARTIN

1^{re} THÈSE. — Le Jura méridional. — Étude de Géographie physique
spécialement appliquée au Bugey.

2^e THÈSE. — Propositions données par la Faculté.

Soutenues le **24 Mai** 1911, devant la Commission d'examen

MM. CH. VÉLAIN . . . *Président*

HÉROUARD . . .

MOLLIARD . . .

} *Examineurs.*



PARIS

LIBRAIRIE CH. DELAGRAVE

15, RUE SOUFFLOT, 15

1911



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41551608_0003

SÉRIE A, n° 614

N° D'ORDRE

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

L'abbé J.-B. MARTIN

1^{re} THÈSE. — Le Jura méridional. — Étude de Géographie physique
spécialement appliquée au Bugey.

2^e THÈSE. — Propositions données par la Faculté.

Soutenues le **24 Mai 1911**, devant la Commission d'examen.



MM. CH. VÉLAIN . . *Président.*

HÉROUARD . . }
MOLLIARD . . } *Examineurs.*



PARIS

LIBRAIRIE CH. DELAGRAVE

15, RUE SOUFFLOT, 15

FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

MM.

<i>Doyen.</i>	P. APPELL. Professeur. Mécanique rationnelle.
<i>Doyen honoraire.</i>	G. DARBOUX. — Géométrie supérieure.
<i>Professeurs honoraires.</i>	L. TROOST.
	CH. WOLF.
	J. RIBAN.
<i>Professeurs.</i>	LIPPMANN Physique.
	BOUTY Physique.
	BOUSSINESQ Physique mathém. et calcul des probabilités.
	PICARD Analyse supérieure et Algèbre supérieure.
	H. POINCARÉ Astronomie mathém. et Mécanique céleste.
	Y. DELAGE Zoologie, Anatomie, Physiologie comparée.
	G. BONNIER Botanique.
	DASTRE Physiologie.
	KENIGS Mécanique physique et expérimentale.
	CH. VÉLAIN Géographie physique.
	GOURSAT Calcul différentiel et calcul intégral.
	CHATIN Histologie.
	HALLER Chimie organique.
	JOANNIS Chimie (Enseignement P. C. N.).
	JANET Physique. —
	WALLERANT Minéralogie.
	ANDOYER Astronomie physique.
	PAINLEVÉ Mathématiques générales.
	HAUG Géologie.
	HOUSSAY Zoologie.
	H. LE CHATELIER. Chimie.
	GABR. BERTRAND. Chimie biologique.
	M ^{me} P. CURIE Physique générale.
	CAULLERY Zoologie, Evolution des êtres organisés.
	C. CHABRIÉ Chimie appliquée.
	G. URBAIN Chimie.
	BOREL Théorie des fonctions.
	MARCHIS Aviation.
	JEAN PERRIN Chimie physique.
	G. PRUVOT Zoologie, anatomie, physiologie comparée.
<i>Professeurs adjoints.</i>	N Application de l'analyse à la géométrie.
	N Calcul différentiel et calcul intégral.
	PUISEUX Mécanique et astronomie.
	LEDUC Physique.
	MATRUCHOT Botanique.
	MICHEL Minéralogie.
	HEROUARD Zoologie.
	LÉON BERTRAND. Géologie.
	RÉMY PERRIER Zoologie (Enseignement P. C. N.).
	MOLLIARD Physiologie végétale.
<i>Secrétaire.</i>	COTTON Physique.
	D. TOMBECK.

A

M. CH. VÉLAIN

PROFESSEUR DE GÉOGRAPHIE PHYSIQUE
A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE PARIS

**Hommage de respectueuse
reconnaissance.**

LE JURA MÉRIDIONAL

ÉTUDE DE GÉOGRAPHIE PHYSIQUE SPÉCIALEMENT APPLIQUÉE
AU BUGEY

INTRODUCTION

Ce travail est l'œuvre de huit années de recherches entreprises, sur le terrain, dans le Jura méridional et le Bugey, en vue d'appliquer à cette étude les méthodes modernes de la géographie, c'est-à-dire celles qui consistent, après être venu chercher dans les conditions géologiques la raison d'être du relief, à déduire l'interprétation de ses formes actuelles d'une analyse appuyée sur les lois générales du modelé.

Dans chaque région les formes topographiques dépendant non seulement des circonstances qui les ont engendrées, mais de la façon dont les agents d'érosion se sont appliqués à les façonner, et surtout du temps qu'ils ont eu à leur disposition pour exercer leurs actions, nous n'avons pas manqué de tenir grand compte de ce mode d'évolution qui permet, en retraçant ses diverses phases, de rendre si attrayante une pareille étude et de tirer finalement de cette méthode déductive tout le profit qu'elle peut donner.

D'où aussi la division naturelle de cet ouvrage en quatre parties : la première (Ch. I) ayant trait, sous le titre de « Limites et modes de subdivision du Jura méridional », à une définition de la région ; la seconde, après un exposé (Ch. II) de ses conditions structurales et de sa constitution géologique, à la mise en rapport (Ch. III) de ses formes avec la tectonique ; la troisième, plus spécialement morphologique (Ch. IV, V et VI), aux particularités topographiques qui caractérisent chacune des subdivisions

du Bugey; la quatrième (Ch. VII) à une interprétation de ces formes basée sur des considérations morphogéogéniques et s'adressant spécialement à l'évolution du réseau hydrographique bugesien.

Initié dans le principe à ce genre de recherches par deux années d'études passées dans le laboratoire de Géographie physique de la Faculté des sciences de Paris, c'est sur les conseils et l'inspiration de son savant directeur, M. le professeur Ch. Vélain, que j'ai entrepris ce travail. Et si j'ajoute ensuite que, sur le terrain, j'ai été, à plusieurs reprises, puisamment guidé dans mes recherches par ce géographe autorisé qu'est M. Em. de Martonne; puis qu'à son tour M. de Margerie, avec sa bienveillante et si haute compétence connue, a bien voulu m'aider de ses précieux conseils; enfin que j'ai trouvé pour la documentation géologique, près de MM. Riche et Depéret, le même empressement à me fournir les renseignements dont j'avais besoin, on verra sur quels appuis solides vient se baser cette étude et combien sont justifiés les sentiments de reconnaissance que j'ai à exprimer à tous ceux qui sont ainsi intervenus pour faciliter singulièrement la tâche entreprise en mettant à ma disposition leur savoir et leurs enseignements¹.

Avis préalable sur l'onomastique. — Les noms de lieux s'orthographient comme ils le sont sur la carte d'état-major, mais souvent pour certains d'entre eux leur prononciation présente, dans le pays, des différences que nous croyons devoir signaler. Ainsi *Lompnes*, *Lompnieu*, *Lompnaz*, désignent des communes qui s'appellent Lonnes, Lonnieu, Lonnaz; dans ce cas les deux *n* semblent correspondre à *mp*. Dans le pays de Gex, sauf pour cette localité, l'*x* qui se place si souvent à la fin du nom des autres ne se prononce pas et se trouve même, par places, remplacé par un *y*. *Fernex*, par exemple, est devenu Ferney; dans le Bugey, l'*s* ou le *z* final si fréquent est négligé dans le parler local. De plus, l'ancienne coutume d'appeler « Contrève » la commune de Contrevoz (Ain) persiste toujours. Enfin Belley se prononce Beley, comme s'il n'y avait qu'un *l*.

1. Mes remerciements doivent aussi s'adresser à l'abbé J.-M. Bérout, qui m'a fait si souvent profiter sur place de sa grande connaissance des régions explorées, ainsi qu'à un grand nombre de mes confrères, MM. les abbés Avocat, Beaudet, Blochet, Brevet, Bollache, Chambard, Chaput, Charvet, Ducret, Forêt, Gamet, Josserand, Philippe, Ronzier, Rousset, Rouby, Thilier, Thoiron, Vallet,... en raison des renseignements précieux que ces derniers ont bien voulu me fournir sur les divers pays du Bugey.

CHAPITRE PREMIER

LE JURA MÉRIDIONAL. — LIMITES ET SUBDIVISIONS

Aperçu général sur la chaîne jurassienne. — Le Jura, « simple rameau dévié des chaînes subalpines¹ », a pris, en se détachant ainsi des Alpes pour se diriger droit vers le nord, puis s'infléchir vers l'est à la rencontre du massif vosgien, la forme régulièrement arquée d'un croissant. A son renflement central, large en son milieu de 80 kil., succèdent latéralement deux pointes si effilées qu'après s'être trouvées bientôt réduites transversalement à 35 kil. de large entre Bienne et Porrentruy dans le nord, Seyssel et Ambérieu dans le sud, c'est par un chaînon unique que se fait, de part et d'autre, la terminaison d'une bande plissée qui dans son milieu n'en comprenait pas moins d'une vingtaine.

Tel se présente dans le nord l'étroit chaînon des Lägern, puis, dans le sud, sur le territoire français, celui très effacé comme hauteur qui, dans le prolongement du mont Tournier, prend nom de Pointe du Raz et se poursuit ensuite, en s'atténuant de plus en plus, jusqu'à l'Isère et même au delà pour venir se souder aux Alpes dans le massif du Vercors. La corde de cet arc jurassien mesure plus de 250 kil. En surface il atteint 17.000 km², et cet ensemble vigoureusement dressé entre deux dépressions, plaines suisses et savoisiennes à l'est, plaines de la Bresse, des Dombes et du Dauphiné à l'ouest, dessine une barrière qui, sans les voies naturelles de pénétration transversale offertes par les Cluses, rendrait difficiles les communications entre les deux contrées plates de bordure. Malgré son caractère de chaîne montagneuse d'altitude moyenne, le Jura n'en présente pas moins sur sa ligne de faite, couronnée à plus de mille mètres de pâturages alpestres, une élévation assez forte. A noter aussi le

1. HAUG, article « Jura », dans le *Dictionnaire de France de Joanne*. Hachette, Paris.

rejet si accentué de cette ligne sur le bord interne du croissant et l'exagération qui en résulte de la dissymétrie transversale qui caractérise d'habitude le profil en travers du relief des chaînes de montagnes, la brusque retombée du versant raide oriental sur la plaine suisse s'opposant à la douceur du déversement très allongé du Jura dans le sens opposé.

Cette large bande de terrains exclusivement sédimentaires et déformés par plissements en ondulations modérées montre bien ensuite, avec son inflexion continue depuis l'alignement initial N.-S. de ces plis dans le sud, jusqu'à ceux qui prennent en Argovie une direction E.-W., l'influence exercée dans ce mode de rebroussement par les obstacles rigides, massif central dans l'ouest, massif de la forêt Noire dans le nord, contre lesquels la poussée venant du sud-est est venue buter. A leur rencontre, en effet, les plis refoulés ont dû non seulement en épouser les contours, mais se presser les uns contre les autres en réduisant leur section, tandis que dans leur intervalle une détente des poussées orogéniques a permis aux chaînes de se développer sur une plus grande largeur, voire même de comprendre cette zone plus tranquille, non plissée, de hauts plateaux qui caractérisent le Jura dans son élargissement central.

Cette région montagneuse ainsi définie devient naturellement susceptible d'être subdivisée, comme toutes les chaînes de cette nature, en zones longitudinales sensiblement parallèles à son allongement, ainsi que transversalement en secteurs correspondant chacun à des unités orographiques distinctes. C'est ce que n'a pas manqué de reconnaître Thurmann, fondateur de la tectonique du Jura. On lui doit d'avoir établi avec une grande netteté la nomenclature raisonnée des formes, *val*, *combe*, *cluse*, *ruz*, *crêt*, de la chaîne¹. C'est à lui aussi que revient sa première subdivision, par des coupures transversales, en régions naturelles. Ces divisions, au nombre de quatre, portaient respectivement les noms, suivant leur position, de Jura oriental, central, occidental et méridional. Mais ce mode de sectionnement, loin d'avoir été adopté, était destiné à subir de fortes modifications. Boyer, par exemple, dans ses *Remarques sur l'orographie de la chaîne*, publiées en 1887 dans les Mémoires de la Société d'émulation du Doubs, est venu y ajouter, sous le nom de *Jura septentrional*, une cinquième subdivision. D'autres ensuite les ont réduites à trois, *Jura central* (*Franc-Comtois*), correspondant au renflement médian du croissant, puis, de part et d'autre,

1. J. THURMANN. *Esquisses orographiques de la chaîne du Jura*, p. 7. Porrentruy, in-4°, 1852. On consultera aussi avec fruit les ouvrages du même savant : *Essai d'orographie jurassique*, in-4°, Genève, 1868; *Lois orographiques générales du système du mont Jura*. Porrentruy, 1853.

Jura méridional (Bugésien), *Jura septentrional* (Argovien), à ses pointes effilées. En ce faisant, on a l'avantage d'isoler sous le nom de Jura central une région qui devient, grâce à cet épanouissement de la chaîne, la seule où on peut constater l'existence de trois zones orographiques longitudinales bien différenciées¹. Telles sont, de part et d'autre d'une large bande médiane de *plateaux* peu tourmentés, dans l'ouest la zone très disloquée du *vignoble*, et dans l'est celle des *hautes chaînes* à plissements réguliers et de plus en plus accentués à mesure qu'on s'avance vers le bord raide du Jura qui domine la plaine suisse, tandis que, dans les deux autres régions, cette zone interne de plateaux disparaissant, rien de semblable ne peut plus s'observer.

Mais si ce mode de subdivision du Jura en trois parties semble admis, il s'en faut de beaucoup que l'accord soit fait sur leur délimitation. La raison, c'est que dans un milieu aussi homogène comme composition qu'est le Jura, la détermination précise du tracé de pareilles lignes transversales de séparation est difficile à saisir. Aussi, sans entrer dans la discussion des divergences d'opinion émises à ce sujet, nous préférons nous engager de suite, sans autre préambule, dans cette étude analytique du Jura méridional qui doit faire l'objet du présent travail, afin de fixer le cadre dans lequel nous croyons devoir inscrire cette région, et d'en fournir une bonne définition.

I. Délimitation du Jura méridional. — 1^o *Limite sud.* — La première amorce de cette région a son pied dans le sud, en son contact avec les chaînes subalpines, et est d'autant plus intéressante à fixer que cette limite correspond en somme à celle qui convient à l'ensemble de la chaîne. De plus, loin d'être comprise de la même façon par tous ceux qui se sont occupés de la structure ou des conditions géologiques de cette chaîne, c'est précisément celle qui a subi le plus de migrations. On en jugera par les citations suivantes que nous croyons devoir faire.

D'abord, dans l'article « Jura » du *Dictionnaire géographique* de Lutz publié à Lausanne par Laresche en 1801² et où il est dit que « le Jura forme un ensemble orographique délimité par une ligne menée suivant Schaffouse, Bâle, Ferrette, BÉfort, Besançon, Poligny, Lons-le-Saulnier, Nantua, Fort-l'Écluse, Gex, Yverdon, Neuchâtel, Bienne, Soleure, Adarau et Regensberg », l'auteur adopte pour cette limite la ligne

1. Marcel BERTRAND, *Notice géologique de la feuille de Lons-le-Saulnier*.

2. Cité par THURMANN dans son *Essai sur les soulèvements jurassiques*, 2^o cahier. Porrentruy, 1836, p. 47.

Nantua-Fort-l'Écluse. C'est à cette opinion que l'abbé Bourgeat semble ensuite s'être rangé quand, au sujet de son étude des formations coralligènes dans le Jura¹ méridional, il expose ainsi qu'il suit dans quel cadre sont inscrites ses recherches. « Les deux cassures que nous avons prises pour limites sont, au nord, celle qui s'étend du col Saint-Cergues à Salins par Saint-Laurent et Champagnole, et dans le sud celle qui suit la vallée de la Semine de Bellegarde à Nantua pour se prolonger au delà vers Saint-Amour au travers des croupes occidentales de la chaîne. »

Avec Berlioz (*Le Jura*, Paris, 1880, page 54), on voit le Jura descendre jusqu'à la pointe de Cordon à l'extrémité du chaînon de la montagne de Saint-Benoît, et c'est alors le grand coude du Rhône qui, dans ce cas, servirait de limite méridionale. Boyer, dans ses *Remarques sur l'orographie des monts Jura*², prend ensuite pour pareille limite une ligne qui, partant de Lagnieu, aboutit à Entre-Deux-Guiers en passant par Saint-Genis-d'Aoste. Enfin l'opinion exprimée par Thurmann, en 1852, avec sa sagacité habituelle³, à savoir que le Jura méridional s'étend jusqu'à la vallée de l'Isère à Grenoble, est suivie par un grand nombre d'auteurs non moins autorisés, tels que MM. Magnin, Riche, Mühlberg...

Or, c'est à une pareille conclusion que nous sommes arrivés, et cela d'après des considérations aussi bien d'ordre géologique qu'orographique. Dans le premier cas, la géologie enseigne que, d'un bout à l'autre de cette région, depuis Nantua jusqu'à Voreppe, les terrains secondaires s'y développent uniformément sous ce facies de mer peu profonde qui les différencie de ceux du même âge situés plus au sud. Il n'y a donc pas lieu d'en exclure une partie de l'ensemble du Jura. Dans le second, l'orographie montre que dans ce Jura méridional plissé les chaînons, en se relayant successivement, s'y poursuivent avec une remarquable continuité depuis leur amorce sous la latitude de Nantua jusqu'à l'Isère. Ainsi dans l'intérieur du grand coude du Rhône les chaînons occidentaux, après s'être vus finalement relayés par le pli unique de la montagne de Saint-Benoît, s'arrêtent sans doute sous cette forme à Saint-Genix dans le fond de l'angle aigu décrit par ce grand fleuve; mais en deçà sur son flanc gauche, ceux orientaux de la forêt de Cormaranche et du Grand-Colombier s'y poursuivent en se contentant simplement de changer de nom, sans que rien dans leur direction soit changé, sous la forme, le premier du *mont Tournier*, le second du *mont Chat et l'Épine*. De plus, à ces deux chaînons s'en ajoute dans l'est un troisième, celui du *Gros-Foug*, qui

1. *Recherches sur les formations du Jura méridional*. Thèse soutenue à la Faculté des Sciences de Paris en 1893, p. 11.

2. *Mém. Soc. Emul. du Doubs*, 6^e sér., t. II. 1887, p. 260.

3. *Esquisses orographiques de la chaîne du Jura*, p. 7.

borde le lac du Bourget en face du mont du Chat, et devient ensuite au delà de Chambéry, après avoir abandonné sa direction N.-S. pour s'infléchir au S.-W., le *mont d'Othérans*. Dans cette déviation ce dernier vient se coller contre le massif de la Grande-Chartreuse; de plus, à son extrémité, qui se fait en avant de l'Isère, à Voreppe, on le remarque coupé en bec de flûte par une faille, d'où son arrêt brusque, comme l'est du reste plus haut celui du mont de l'Épine sous l'influence du même accident. De telle sorte que dans ce groupe terminal de plis orientaux, c'est le mont Tournier qui seul, après avoir échappé à la faille de Voreppe, peut poursuivre si bien sa course vers le S.-W., qu'après avoir franchi l'Isère on le voit rejoindre le massif alpin du Vercors et prendre part à sa constitution, ainsi que M. Haug, à qui nous empruntons ces détails, l'a bien mis en évidence¹. Et c'est de la sorte que s'effectue la terminaison du Jura méridional par un chaînon unique, mais aussi sans ligne finale de séparation bien nette, puisque c'est précisément par l'intermédiaire de ce pli du mont Tournier que s'opère la jonction du Jura avec les chaînes subalpines.

2° *Limite septentrionale*. — Cette limite, en raison de l'absence de coupure transversale capable de servir de ligne de séparation, est difficile à spécifier. Le capitaine Clerc, dans ses études de géologie militaire sur le Jura, a bien proposé de prendre, comme pouvant remplir cette condition, la trouée Bourg-Nantua-Bellegarde, mais cette ligne purement conventionnelle a le désavantage de couper en deux les chaînes du Haut-Bugey (*Monts Berthiands*, les *Joux-Blanches*), par suite, de retrancher du Jura méridional des éléments qui lui appartiennent.

En réalité, quand on s'adresse à la structure de la chaîne, c'est au point même où s'arrêtent, dans le sud, les zones orographiques longitudinales (vignoble, région des plateaux) qui spécialisent le Jura central, que le secteur méridional devrait commencer. Dans ce cas, l'arrêt du vignoble se faisant nettement au petit hameau de Roissiat, qui se tient entre Verjon et Courmangoux, c'est là que se place son début dans l'ouest. Mais quand il s'agit de la zone interne des plateaux, la convergence vers le sud des failles qui les divisent en gradins étagés déterminant leur terminaison en biseau, ce fait, joint à la disposition en retrait de ces plateaux les uns par rapport aux autres, donne à la ligne qui marque leur terminaison une allure brisée à angles aigus des plus sinueux. De plus,

1. EM. HAUG, article « Jura », dans le *Dictionnaire de France de Joanne*, p. 2004.

en raison de l'arrêt rapide du premier de ces plateaux (le *plateau lédonien* dressé à 600 m.

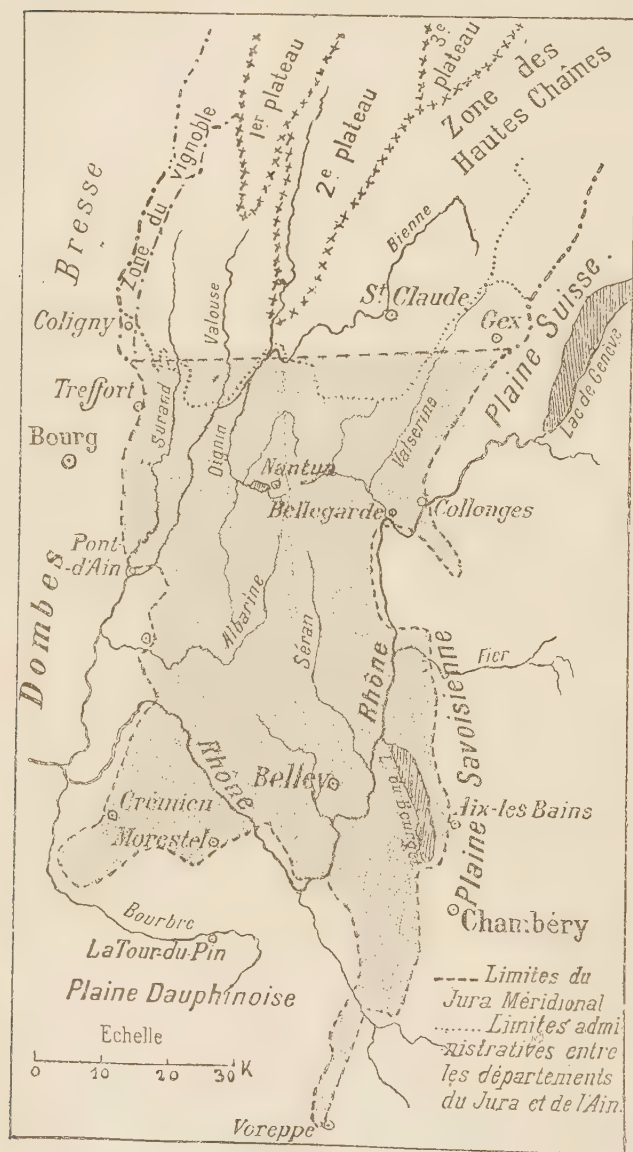


FIG. 1. — Limites du Jura méridional.

intercalés, se correspondent sans subir de décrochement.

au-dessus du vignoble) entre Lons-le-Saulnier et Orgelet, et de la substitution immédiate à cette forme tabulaire d'une bande plissée, si on s'en tenait à un pareil changement de structure pour venir y placer la séparation entre les deux divisions du Jura limitrophes, celle qui nous occupe, singulièrement agrandie vers le nord jusqu'à Lons-le-Saulnier, acquerrait, notamment dans le Jura salinois, des formes qui vraiment font partie intégrante du Jura central.

Quand il s'agit ensuite de la zone des hautes chaînes, cette dernière se poursuit si bien au delà de la trouée Nantua-Bellegarde précédemment indiquée, que de part et d'autre, à l'exception de la haute chaîne bordière du Reculet qui s'infléchit au S.-E. pour s'écarter du croissant sous la forme du mont Vuache, les autres chaînons, avec leurs vals

En présence de pareils faits, nous avons cru devoir chercher si, dans des considérations d'un autre ordre, en particulier dans l'examen des limites attribuées aux anciennes divisions de la région jurassienne par pays, on pouvait trouver une solution meilleure. On sait que le Jura méridional s'est trouvé et se trouve encore qualifié de bugésien, du nom de cette ancienne province de Savoie, *le Bugey*, qui, au moyen âge, en s'étendant de Nantua au coude du Rhône, occupait toute la bande plissée du Jura méridional. Mais quand on examine la limite septentrionale de cette région, en voyant qu'elle coïncidait presque exactement avec celles attribuées maintenant aux deux départements de l'Ain et du Jura¹, on constate qu'elle devient purement arbitraire, comme le sont toujours les lignes de délimitation départementale. De plus, le Bugey, privé d'éléments franchement jurassiens, tels que le Revermont, rattaché dans l'ouest à la Bresse, le mont du Vuache et celui du Gros-Foug, dans l'est, à la Savoie, ne correspondait en rien à ce qu'on doit entendre par division naturelle du sol, et encore moins au Jura méridional. L'expression de bugésien qu'on lui attribue est donc, à notre sens, injustifiée. Il y a bien dans ce secteur des régions portant encore, comme souvenir du passé, les noms de Haut et de Bas-Bugey, mais ceci est loin de s'appliquer à l'ensemble.

Dès lors l'histoire, pas plus que les conditions géologiques, n'offrant, pour cet établissement d'une limite de séparation rationnelle entre le Jura central et celui du sud, aucune donnée précise, nous avons cru devoir prendre le parti de venir l'accrocher, de part et d'autre, à deux accidents orographiques choisis comme point de repère et représentés l'un dans l'ouest, au hameau de Roissiat, par la terminaison, entre Verjon et Courmangoux, de la zone du vignoble, l'autre dans l'est, au hameau de Mourex, par la présence du chaînon secondaire qui, sous même nom, flanque extérieurement la chaîne du Reculet. En rejoignant ensuite chacun de ces points par une ligne droite, la limite ainsi obtenue est sans doute bien artificielle, mais elle aura au moins cet avantage de circonscrire dans ce sud jurassien tout ce qui correspond à une région franchement plissée et de montrer jusqu'où s'y sont poursuivis nos travaux.

3° *Limite occidentale.* — Latéralement, dans l'ouest, le Jura méridional

1. La seule différence porte sur l'enclave comtoise de Chavannes-sur-Surand, ce fragment ayant été tout simplement attribué au département de l'Ain parce qu'au moment d'une pareille subdivision administrative de la France l'abbé Royer, curé de Chavannes, venait d'être nommé évêque constitutionnel de l'Ain.

se trouvant bordé par les vastes plaines doucement ondulées de la Bresse et des Dombes, c'est la ligne de jonction de leurs assises tertiaires avec la bande plissée qui devrait en tracer la limite. Limite d'ailleurs d'autant plus facile à saisir que, depuis la fin du vignoble qui en marque le début, jusqu'à l'extrémité du plateau de Crémieu, elle s'élève brusquement sans transition, en vigoureuse saillie (300 à 400 m.) au-dessus du sol plat de ces plaines. Mais, en deçà de ce redressement, les calcaires jurassiques parvenant encore à percer par places leur couverture de dépôts bressans¹, nous croyons devoir reporter cette limite jusqu'aux points où cessent ces affleurements.

Pour la *même raison* rattachons-nous aussi au Jura, en dessous des Dombes, ce plateau triangulaire de calcaire jurassique à couches versées au S.-E. qui, de toutes parts encerclé, en dessous du coude septentrional du Rhône, par des vallées, a pris le nom d'*île Crémieu*. Dans ce cas, cette limite, devenue très sinuëuse, passera par les localités suivantes : Bourg, Charnoz, Anthon, Heyrieux, Bourgoin, Saint-Genix-d'Aoste, le Pont-de-Beauvoisin, Saint-Étienne-de-Crossey et Voreppe.

4° *Limite orientale*. — A l'inverse des précédentes, cette dernière limite peut être définie avec plus de précision. Dès son amorce en dessous du pays de Gex, la plongée brusque de ce versant oriental sous les grès mollassiques de la plaine suisse fait qu'elle est nettement indiquée par le point même où se fait la disparition des calcaires jurassiques sous ce manteau gréseux. Mais il s'en faut que la limite ainsi obtenue reste parallèle à la direction générale de la ligne des crêtes; elle subit encore ici d'assez fortes irrégularités, déterminées par ce fait que sur cette bordure les chaînes ne sont pas continues. Comme exemple typique apparaît à l'extrémité de la haute chaîne du Reculet, le mont Vuache qui s'écarte de l'orientation générale du système en s'infléchissant fortement vers le S.-E. pour venir se perdre dans la plaine molassique de la Haute-Savoie.

Plus au sud, quand, à partir de Chambéry, les derniers chaînons du Jura viennent, après s'être reployés au S.-W., s'appliquer contre les massifs des Bauges et de la Grande-Chartreuse, ce ne sont plus que des modifications dans la nature des assises du jurassique supérieur (substitution latérale des formations coralligènes portlandiennes au facies tithonique alpin²)

1. Par exemple à Ambronay, où M. Riche m'a signalé un pointement de jurassique supérieur dans la plaine entre la falaise jurassienne et la rivière d'Ain; plus au sud, au château de Ruffieux, près du Rhône.

2. EM. HAUG. *Traité de géologie, les Périodes géologiques*, fasc. 11, fig. 333. *Carte représentant les variations de facies dans le bassin du Rhône à l'époque portlandienne*. Paris, Colin, 1910.

qui, jointes à la présence d'un synclinal capable de jouer un rôle séparatif (synclinal des Égaux prolongé dans le nord par le Val de Rumilly¹), permettent de les distinguer des chaînes subalpines. Enfin, nous rappellerons que plus bas, quand à son tour la faille de Voreppe vient couper en biseau ces chaînons, ce sont encore des considérations d'ordre tectonique qui tracent nettement cette limite orientale, jusqu'au moment où le der-



Cliché Yvrard.

FIG. 2. — *Le Rhône entre Vertrieu et Saint-Sorlin.*

Au premier plan Vertrieu. Dans le fond, vue du plateau de Souclin.

nier de ces plis, après avoir réussi à franchir l'Isère, vient se perdre dans le massif subalpin du Vercors.

D'où, comme conséquence de ces divers faits, une allure encore sinieuse de cette limite orientale que nous considérons comme représentée par une ligne passant successivement par les localités suivantes : Mourex, Péron, Vulbens, Chaumont, Bellegarde, Seyssel, Droisy, Bonneguète, Moye, Grésy-sur-Aix, Saint-Thibault-de-Couz, Entre-Deux-Guiers, Voreppe (fig. 1).

Ainsi délimité, le Jura méridional diffère sensiblement de la conception qu'en a

1. HOLLANDE. *Notice explicative de la feuille géologique de Chambéry.*

donnée le docteur Fritz Machacek en 1905 dans sa description du Jura suisse (*der Schweizer Jura, Peterm. Geog. Mith. Ergh.*, n° 150). Ce savant autrichien, en prenant pour limite occidentale le Rhône à partir de Vertrieu jusqu'à l'embouchure du Guiers, puis le trajet de cette rivière jusqu'aux Échelles, en retranche, en effet, le plateau de Crémieu et la pointe extrême du Raz. Pour justifier cette opinion, il déclare, en ce qui concerne l'île Crémieu, que ce « pays de collines », exclusivement fait de couches calcaires versées au S.-E. et simplement interrompu par des failles comme l'est, dans le



FIG. 3. — Contact entre le plateau de Crémieu et le massif du Molard de Don.
Au premier plan, Villebois. — A gauche, plateau de Crémieu longé par le Rhône. — A droite, escarpements en gradins du massif du Molard.

Nord, le Jura tabulaire suisse, offre un tel contraste avec la structure plissée des chaînes situées à l'est de la ligne Rhône-les Échelles, qu'il ne peut y être rattaché. Or, cette région basse de forme triangulaire, en s'enfonçant comme un coin entre les Dombes et le plateau du Dauphiné, est si peu indépendante du Jura qu'elle s'y trouve rattachée en plusieurs points. Notamment sur le trajet du Rhône qui s'étend de Groslée à Vertrieu, cette soudure, déjà bien visible en ce point (fig. 2), l'est aussi au Sault-Brenaz entre Porcieux et Villebois (fig. 3), et de même depuis Melville jusqu'à Dormieu. Partout on y peut voir de chaque côté du Rhône l'allure des couches restant la même. Sur sa rive gauche aussi bien que sur sa rive droite, les calcaires, ayant échappé aux plissements, s'inclinent suivant la même direction et se présentent découpés par les failles en gradins étagés. La seule différence c'est qu'à droite du Rhône ces gradins

sont plus élevés que dans l'île de Crémieu. Il n'y a aucune raison de considérer ce petit pays comme un terme indépendant « sous-jurassique ». La même chose pour la Pointe du Raz, cette dernière étant tout simplement ce prolongement naturel du chaînon du mont Tournier que le Guiers coupe en cluse et qui, elle aussi, ne pourrait, par suite, être distraite du Jura.

II. Subdivisions du Jura méridional.

— A l'exception du plateau de Crémieu qui n'occupe, en somme, à l'extrémité S.-O. du Jura méridional, qu'une position excentrique, l'architecture tabulaire faisant défaut dans cette section où les plissements tour à tour saillants et rentrants s'accusent si bien dans la topographie par une succession de longues crêtes et de vallées parallèles que l'ensemble peut vraiment mériter la qualification de « Jura plissé », tout essai de sa subdivision en zones longitudinales tentée par divers auteurs devient en opposition avec sa structure. Il ne s'ensuit pas cependant qu'on ne puisse y reconnaître un certain nombre de régions à formes topographiques différenciées. C'est ce que montre la carte ci-jointe, en représentant le mode de distribution de celles dont nous avons reconnu l'existence (fig. 4). Mais pour

chacune les causes de leur différenciation géographique, au lieu de résider simplement sur la structure du terrain, dérivent principalement des circonstances qui ont présidé à son modelé; une connaissance préalable

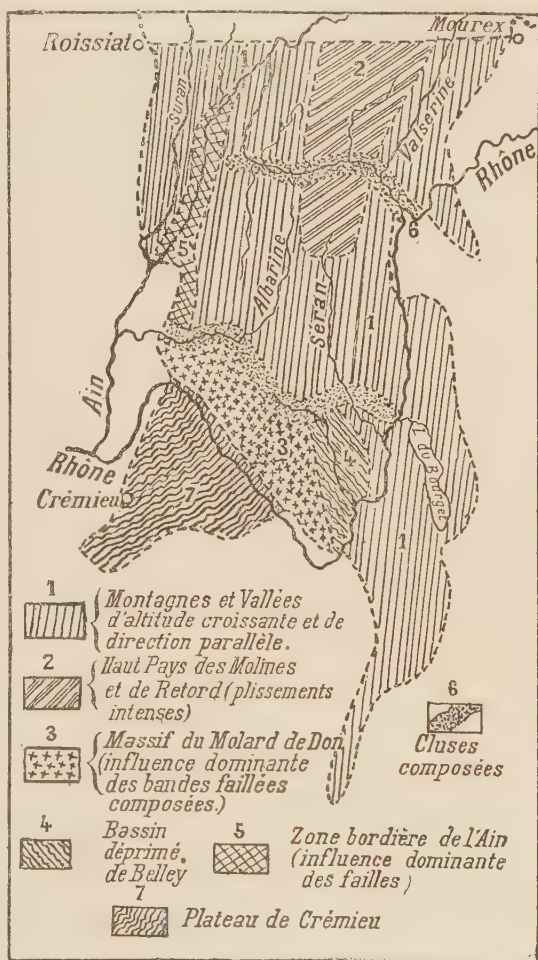


FIG. 4. — Subdivisions géographiques du Jura méridional.

des conditions géologiques ayant pu exercer une influence sur la marche de ce modelé devient nécessaire.

C'est pourquoi nous avons cru devoir faire précéder l'analyse de ces formes par des considérations relatives au passé qui les a engendrées, c'est-à-dire à l'histoire géologique du territoire considéré; ce qui nous permettra d'indiquer la nature des terrains qui le constituent, ainsi que le caractère des dislocations, failles et plissements, qu'il a subies. Puis, passant ensuite à l'examen du présent, nous appliquerons facilement à la définition de l'état actuel du relief et du réseau hydrographique la notion si féconde de leur évolution.

CHAPITRE II

DONNÉES GÉOLOGIQUES. — STRATIGRAPHIE ET TECTONIQUE

I. — DESCRIPTION SOMMAIRE DES TERRAINS

A l'exception du petit affleurement de schistes micacés lardés de granites qui s'observent à l'extrémité sud-ouest du plateau de Crémieu, en partie couvert de dépôts glaciaires et venant buter par faille contre le jurassique, nulle part, dans le Jura, les plissements n'ont été assez énergiques pour ramener au jour de pareilles assises métamorphiques du fond. Nulle part aussi les dislocations n'y sont parvenues à faciliter la montée des roches éruptives, d'où l'absence des roches cristallines. On sait de plus que celles sédimentaires de la série primaire y font de même complètement défaut.

Par contre, les formations de la série secondaire y prennent une extension caractéristique, mais avec cette particularité pour le Jura méridional de s'y présenter incomplètes à leur début. Des trois termes du trias septentrional, *Bundersandstein*, *Muschelkalk*, *Keuper*, qu'on rencontre bien développés sous ce facies germanique dans le Jura tabulaire du Nord, seules y subsistent les marnes irisées gypsifères du sommet. Et cela même sans prendre l'extension qu'elles atteignent si bien au pied du vignoble du Jura central, dans la région salinoise, l'apparition de ces marnes keuperiennes avec bancs dolomitiques annexés ne s'y faisant localement qu'au centre des anticlinaux les plus éventrés.

Série jurassique. — Cette dernière, avec son développement classique habituel, y offre à son tour les particularités suivantes. C'est d'abord pour le premier terme du système, le *rhétien*, sa très faible extension. Limité comme le trias à la bordure occidentale de la chaîne et suivant de près

ses affleurements, il s'y relie quand il se trouve à l'état de cargneules accompagnées de marnes bariolées. Son individualité ne devient plus franche que quand il se présente à l'état de *bone-bed* engagé dans des grès en plaquettes d'ailleurs rarement visibles.

Avec le *lias* commence dans le Jura une phase de forte transgression marine, si bien que dans l'aire d'ennoyage ainsi constituée tous les termes de cette série sont représentés, mais leur faible développement dans la partie méridionale atteste qu'elle s'est trouvée moins sérieusement atteinte que les autres par cette invasion. C'est ainsi qu'au début les calcaires bleus hettangiens à *Schlotheimia angulata*, si bien développés en Franche-Comté, n'y sont pas représentés. Les calcaires à gryphées arquées du sinémurien, qui marquent seuls le début de cette transgression, sont pour ainsi dire rudimentaires. Seules les marnes riches en ammonites et en bélemnites du *lias* moyen et supérieur qui suivent indiquent des conditions plus bathyales. Les dernières, au niveau de la zone à *Harpoceras opalinum*, s'observent d'une façon continue, chargées d'oolithes ferrugineuses au point même d'avoir fourni un minerai de fer autrefois exploité, ce qui devient le signe d'une diminution assez forte dans la profondeur des eaux.

Tout autres sont ensuite les circonstances qui ont présidé au dépôt des puissantes assises calcaires du groupe moyen, *bajocien* et *bathonien*. Au début, le facies vaseux subsiste encore à la base du *bajocien* sous la forme, plus néritique, d'un calcaire argilo-sableux, micacé, et couvert d'empreintes mécaniques (*Cancellophycus scoparius*); mais bientôt les conditions marines propices au développement des espèces coralligènes se présentant, des organismes vivants en colonies, tels que les crinoïdes et les coraux, contribuent fortement à la formation de calcaires, les uns à entroques, les autres à polypiers, et tous deux destinés à jouer un grand rôle dans la topographie des chaînes occidentales.

Ces derniers, avec leurs amas de polypiers rameux ou astréens, occupent le sommet de l'étage, mais en admettant par places quelques récurrences de calcaires à entroques logés, les uns dans l'intervalle des récifs, les autres au-dessus en couches plus continues, aussi plus épaisses. Mais, dans ce cas, cette assise de couronnement présente, avec ses fragments roulés d'articles de crinoïdes, des traces de charriage manifestes et, par suite, d'un changement de régime des eaux devenu capable, avec un pareil ensablement, de motiver l'arrêt de développement des polypiers. D'autre part, dans le sud-ouest, sur l'emplacement de l'île Crémieu, une

persistance, pendant toute la durée du bajocien, des conditions qui avaient présidé au dépôt des couches de base argilo-sableuses à *Cancellophycus*, a motivé la disparition, en ce point, des formations coralligènes à entroques ou à polypiers, et leur remplacement, sur une vingtaine de mètres d'épaisseur, par les gros bancs d'un calcaire compact, marno-siliceux, analogue à celui désigné dans le Lyonnais sous le nom de « Cîret ».

C'est le premier exemple d'un fait destiné à se généraliser par la suite, et qui consistera dans ces fréquents changements de facies avec grandes modifications latérales consécutives dans la nature et l'épaisseur des dépôts, qui deviennent dans le Jura méridional la caractéristique de la sédimentation aux époques secondaires; variations qui, du reste, sont en fonction du caractère essentiellement néritique qu'elle y a pris au moment même où se développaient dans le géosynclinal alpin les formations bathyales. A cette circonstance aussi se trouve due la fréquence constatée à divers niveaux de la série des étages jurassiques et crétacés de ces surfaces durcies, plaquées d'huîtres ou couvertes de perforations creusées par les lithophages et qu'on sait être dues à ces interruptions locales dans la sédimentation qui se produisent sur les littoraux chaque fois que le fond balayé par les courants reste rocheux.

Ainsi dans le *Bathonien*, qui, à l'inverse du précédent étage, se remarque privé d'accidents réciformes, la roche dominante est représentée par un calcaire grisâtre à fines oolithes disposé, sur une hauteur de 40 à 50 m., par bancs épais riches en brachiopodes surtout au sommet, au niveau très fossilifère de l'*Acanthothyris spinosa*; mais à ce facies oolithique bien développé dans l'ouest du *Bas-Bugey* occidental, succèdent dans l'Est des calcaires marneux qui ne renferment plus que des lamelli-branches adaptés aux fonds vaseux, tels que les pholadomyes (*Ph. Murchisoni*), associés à quelques ammonites (*Park. Parkinsoni*). De plus, cette assise moyenne, au lieu de prendre pour support, comme dans le Jura central, un horizon continu de marnes à petites huîtres (*O. acuminata*), s'appuie sur des assises variées, marno-terreuses, oolithiques ou même à entroques, et n'ayant de commun avec les *marnes vésuliennes* que leur même faune de petites Ostracées. L'épaisseur de ces couches inférieures, 0,50 à 30 m., est aussi soumise à de fortes variations, et c'est

1. Ces renseignements sont empruntés, ainsi que ceux qui suivent, à l'*Etude du jurassique inférieur du Jura méridional* publiée en 1893 par M. Attale Riche dans les *Annales de l'Université de Lyon* (t. VI, 3^e fasc.).

sur une surface le plus souvent durcie et perforée des calcaires bajociens qu'elles viennent se placer.

Plus complexes encore s'observent les formations supérieures. Le faciès vaseux y devient prédominant. Dans le centre cet état se traduit par l'uniformité qu'affectent, sur une épaisseur de 50 à 70 m., aussi bien dans leur aspect que dans leur faune, des calcaires marneux ne renfermant, avec les moules en place de nombreux myaires (*Homomya gibbosa*, *H. Vezelayi*...), que quelques oursins (*Collyrites analis*) et des traces d'ammonites (*Oppelia aspidoides*); puis, par la présence finale au sommet de l'étage d'une lumachelle très résistante à reflets miroitants (*dalle nacrée*) fournie par une accumulation de coquilles d'huîtres (*O. costata*) et de bryozoaires. A mesure qu'on s'avance ensuite vers l'ouest on voit s'intercaler, au milieu de ces assises marneuses, une formation calcaire très intéressante en raison non seulement de sa nature même, mais de ses applications industrielles : c'est le *choin*. Ainsi se nomme, dans les carrières du Bugey, un calcaire compact marbré de veines rougeâtres ramifiées et très recherché pour les constructions en raison de son grand degré de résistance aussi bien à l'écrasement qu'aux influences extérieures. Le plus connu dans la région qui nous occupe est celui dit de Villebois. Ses bancs bien bâtis atteignent une épaisseur moyenne de 10 à 15 m. Il est couronné par une assise de même nature, d'épaisseur égale, mais chargée de silex en rognons, et ce qui tient ensuite la place, en couronnement du bathonien, de la dalle nacrée, c'est une dernière zone de marnes à pholadomyes (*Ph. Bellona*) suffisamment chargée de calcaire à ce niveau pour y être devenue l'objet, sur tous ses affleurements, d'une exploitation active pour chaux hydraulique¹.

Dans le Haut Bugey une modification plus complète amène le bathonien supérieur à se présenter de nouveau sous la forme de calcaires oolithiques, mais ces derniers sont fréquemment interrompus par des bancs marneux à myaires, et ce qui couronne le tout c'est un retour bien accentué de la *dalle nacrée* à bryozoaires, ainsi qu'on peut l'observer à Nantua.

Callovien. — Des marnes chargées d'oolithes ferrugineuses, ou renfermant en d'autres points leurs fossiles à l'état pyriteux, tels sont les caractères lithologiques de cet étage, qui, moins varié, est aussi plus irrégulièrement distribué que le précédent. L'assise inférieure (zone à

1. Notamment dans le Bas-Bugey occidental, à Porcieux, où ce calcaire marneux atteint une cinquantaine de mètres d'épaisseur. Vers le sud, cette valeur, s'atténuant, se réduit à une quinzaine de mètres, mais sans que les caractères du dépôt soient changés.

M. macrocephalus) repose toujours, comme signe de séparation avec le bathonien, sur une surface perforée, la mieux caractérisée de la région, et quand elle prend — circonstance d'ailleurs assez souvent réalisée — la forme de dalle nacrée, ce calcaire, devant ses reflets miroitants à des lamelles spathiques en plaquettes d'articles de crinoïde, se spécifie par ce seul fait de la dalle bathonienne. Tout le reste (zone à *Reineckeia anceps*), à l'état de calcaires marneux fissiles, n'offre d'autres modifications que de se présenter très délitable quand les bancs sont dépourvus d'oolithes ferrugineuses, et plus résistant quand ils en sont chargés. Malgré cela, cet ensemble privé de roches capables, en raison de leur dureté, de dessiner une saillie prononcée, ne joue plus dans l'orographie qu'un rôle très effacé.

Oxfordien. — Dans de pareilles conditions se présente l'oxfordien. Essentiellement marneux, sa grande uniformité, son épaisseur très forte (120 m.), sa faune presque exclusivement ammonitifère, témoignent qu'il s'est déposé dans des eaux plus profondes qu'elles ne l'étaient antérieurement. Ainsi s'explique aussi que dans un milieu si homogène, où les ammonites se rencontrent nombreuses à tous les niveaux, ce soit leur distribution verticale qui seule ait permis d'y introduire des subdivisions. On en distingue trois. La première, zone à *Peltoceras athleta* et *Quenstedticeras Lamberti*, intimement soudée aux marnes calloviennes à *Reineckeia anceps*, s'en spécialise, en plus des modifications dans la faune, par la nature phosphatée de ses fossiles. Autre particularité intéressante offerte dans le Bas-Bugey, c'est que l'état fragmenté des ammonites, des traces d'usure et leur mode d'entassement dans des sillons creusés au travers des marnes inférieures, attestent que des courants sous-marins sont intervenus pour modifier les conditions originelles du dépôt. La seconde, zone à *Quenstedticeras Mariæ*, que caractérise surtout le *Creniceras Renggeri*, avec une allure plus tranquille et ses ammonites à l'état pyriteux, devient celle dont les caractères, dans le Jura, restent les plus constants. En même temps l'apparition constatée à ce niveau des *Phylloceras*, par suite celle d'ammonites appartenant aux faunes méditerranéennes, annonce une communication bien ouverte des eaux marines jurassiennes avec les mers du sud et qu'elles avaient dû acquérir alors leur maximum de profondeur. En effet, quand on atteint, au sommet de l'étage, la troisième zone, où se tient spécialement le *Cardioceras cordatum*, des variations dans la nature des dépôts les amenant à se montrer tantôt sous la forme de calcaires marneux, très délitables, à fossiles pyri-

teux, tantôt sous celle de marnes chargées de nodules siliceux destinés à fournir, après altération superficielle, le *terrain à chailles*, ainsi que la présence dans ces marnes des pholadomyes (*Ph. exaltata*) et autres myaires amies des fonds néritiques vaseux, deviennent le signe certain que la profondeur des eaux était alors bien atténuée.

Ces terrains marneux, joints à ceux du Callovien, en représentant vis-à-vis de l'érosion une zone faible comprise entre deux bandes résistantes de calcaires dépendant l'un du groupe oolithique inférieur, l'autre supérieur du groupe moyen, jouent dans la morphologie du Jura un rôle spécial très important. Localisés de préférence dans le fond des combes, ils dessinent sur les flancs de ces voûtes rompues des talus à pentes douces surplombés par les crêts des calcaires du jurassique moyen, et leur surface couverte de prairies forme alors un contraste frappant avec l'aspect rocheux des grandes corniches escarpées qui les dominent.

Jurassique supérieur (de l'*Argovien* au *Portlandien*¹). — Le début de cette dernière série a été marqué par un changement complet dans les conditions de sédimentation. Aux vases terrigènes se substituent des calcaires à la formation desquels les organismes ont fortement contribué. Tantôt ces calcaires, encore marneux, sont rendus grumeleux par des colonies de spongiaires, tantôt et le plus souvent devenus crayeux, ou à grain fin et compact, ils représentent, sous cette forme de vases coralliennes consolidées, le dernier terme de la trituration, par les vagues, de récifs construits par les polypiers, et dans le voisinage desquels se sont aussi constituées de puissantes assises d'oolithes calcaires où se concentre comme d'habitude la faune corallienne d'échinodermes (*Apiocrinus*, *Cidaris*...) et de mollusques (*Nérinées*, *Diceras*) à test épais.

D'où un ensemble varié de calcaires zoogènes destinés à tenir une grande place dans l'ossature des hautes chaînes. Les dépôts plus vaseux à ammonites aussi, loin de manquer, s'y développent comme facies latéral de ces formations coralliennes, ce qui a permis de déterminer leur âge. C'est ainsi que, loin de rester localisées, comme on le pensait autrefois, dans cet étage *Rauracien* qui avait pris le nom, pour cette raison, de corallien, — et qui du reste en conserve encore le caractère ainsi que le Séquanien, dans le Jura argovien, — on les remarque, en Jura méridional, largement développées dans les diverses subdivisions du Kimme-

1. Pour ces différents termes du jurassique supérieur ainsi que pour les terrains crétacés, nous avons utilisé les indications, si précises, sur leur constitution dans le Jura, fournies par M. Haug dans le second fascicule du tome II de son *Traité de Géologie*.

ridgien, et même remontant jusque dans le Portlandien à mesure qu'on s'avance vers l'extrémité sud de la chaîne.

Ce déplacement graduel du nord vers le sud des conditions qui favorisent dans les eaux marines le développement des coraux et la migration consécutive de leurs constructions à des niveaux de plus en plus élevés de la série néo-jurassique s'est trouvé même si accentué, que dans le Bugey ses étages inférieurs *Argovien* et *Rauracien*, privés du moindre îlot corallien, sont uniformément constitués par des marnes grumeleuses à spongiaires, chargées comme d'habitude de lamellibranches et de brachiopodes ainsi que, par places, d'ammonites; les unes sont franchement argoviennes dans les assises inférieures (*Peltoceras transversarium*, *Perisphinctes Martelli*, *Ochetoceras canaliculatum*...), les autres rauraciennes dans celles du sommet (*Peltoceras bicristatum*=*bimammatum*, *Ochetoceras Marantianum*...). Ces dernières supportent alors de puissantes masses de calcaires compacts devenus exclusivement ammonitifères et qu'on a pu rapporter au *Séquanien* en y constatant la présence des formes types de cet étage (*Perisphinctes Achilles*, *P. polyplocus*, *P. Lotheri*¹...).

Dès qu'on atteint ensuite, dans le Haut Jura, les environs de Saint-Claude, la première apparition des formations coralligènes se fait dès la base du Kimméridgien au milieu des marnes grumeleuses à Ptéro-cères. Alors se présentent les beaux récifs ptérocériens de Valfin et d'Oyonnax, si bien étudiés par l'abbé Bourgeat¹. On les remarque sous la forme de puissants massifs calcaires où les coraux demeurent en place, très ramifiés sur leurs bords et noyés dans une oolithe blanche où la faune corallienne (*Diceras*, *Nérinées*, *Acteonines*, *Cidaris*...), admirablement bien conservée, se distribue par nids. Excentriquement ensuite l'envasement latéral de ces récifs se traduit par des marnes et des calcaires bien lités où se développent les ptérocères associés à des myaires et quelques brachiopodes (*Rynchonella pinguis*), ces derniers devenant de plus en plus rares à mesure qu'on s'écarte du récif.

Plus à l'est, près de la bordure même de la chaîne, une seconde ligne de pareils récifs, ceux du col de la Faucille, de Montépile et de Chézery, engagés cette fois avec leurs mêmes oolithes à *Diceras* dans des marnes à *Exogyra virgula*, occupent de la sorte un niveau stratigraphique (*virgulien*) plus élevé et s'y développent justement quand, dans le dessous, le

1. L'abbé E. BOURGEAT. *Recherches sur les formations coralligènes du Jura méridional*. In-8°; 188 p., 7 pl., Lille, 1887.

ptérocérien à l'état exclusivement marneux est complètement dépourvu du moindre îlot corallien.

Pour retrouver ensuite des traces d'accidents de cette nature, il faut atteindre, sur cette même bordure orientale du Jura, les assises portlandiennes. Mais elles sont alors rares, clairsemées et simplement représentées par quelques enclaves d'oolithes à nérinées (*Nerinæa trinodosa*), associées à des buissons de polypiers rameux, car dans son ensemble le Portlandien est surtout représenté par de puissantes assises de calcaires compacts, ne renfermant guère à la base que des traces d'ammonites (*Pachyceras Portlandicum*) et devenant ensuite riches en Trigonies (*Trigonia gibbosa*) au sommet, notamment dans le voisinage des points où on voit les grands escarpements fournis par les calcaires couronnés par des dolomies. Ces dernières, d'ailleurs, n'occupent pas toujours, avec leur modelé ruiniforme, cette position culminante, elles s'enclavent souvent à divers niveaux dans les calcaires inférieurs. L'un d'eux, plus constant que les autres, en renfermant une faune saumâtre (*Cyrena rugosa*, *Corbula inflexa*), marque pour ainsi dire le début de cette phase de régression marine qui va, sous la forme lagunaire dite *purbeckienne*, caractériser la fin du jurassique dans le Jura.

Mais avant d'indiquer le caractère pris par les couches de cette nature dans la région qui nous occupe, il importe de ne pas passer sous silence, parmi les formations marines antérieures, une assise qui par sa nature devient capable d'y jouer un rôle spécial. Ce sont les dalles lithographiques de Cerin. Ces calcaires, rendus célèbres par l'industrie dont ils sont devenus le siège, ne le sont pas moins par le caractère particulier et la belle conservation des fossiles qu'ils renferment. La finesse de leur grain atteste qu'ils se sont déposés à l'état de vases impalpables au sein d'eaux tranquilles, et leur faune qu'elles étaient peuplées de poissons (plus de cinquante espèces, réparties dans une trentaine de genres) et de reptiles. Ces derniers, très nombreux, comprennent, associées à des tortues marines (*Eurysternum*), les formes géantes des Rhyncocéphales (*Sauranodon*, *Pleurosaurus*), des crocodiliens de petite taille à museau raccourci marquant le début des alligators (*Alligatorellus*, *Alligatorium*), et ces lézards ailés, les Ptérodactyles (*P. Cerinensis*, *grandis*), dont la conservation n'a pu se faire que grâce aux conditions si spéciales de ce dépôt. C'est la représentation exacte de ce qui s'est passé en Franconie pour la formation des dalles lithographiques célèbres de Solenhofen, où se sont rencontrées les ailes et la queue du premier oiseau connu (*Archæopteryx*), mais à une date plus ancienne. Alors que les lithographiques de Solenhofen à l'aide des Ammonites qu'ils renferment, ont pu être classés, ainsi que les récifs annexes, dans le Portlandien, ceux de Cerin, en se présentant recouverts par la dolomie portlandienne et les calcaires compacts à nérinées, sont contemporains dans le Jura des formations coralliennes du Kimmeridgien.

Purbeckien. — A cette fin du Jurassique le retrait des eaux marines dans le Jura est si accentué qu'il n'y subsiste plus que des lagunes¹. Les unes, très vastes, au point de s'étendre à la majeure partie de la chaîne, et bientôt privées de communication directe avec la mer, se sont trouvées dessalées, après avoir abandonné par évaporation des amas de gypse suffisamment importants pour être exploités (Jura central), dessalées à ce point que finalement une faune d'eau douce a pu venir s'y installer. Les autres, moins étendues, ont subi des alternatives diverses de dessalure et de retour aux conditions saumâtres initiales, après nouvelle arrivée des eaux marines. C'est ce qui s'est passé dans le Jura méridional, où des assises à faune franchement marine viennent s'intercaler au milieu de marnes ou de calcaires qui ne renferment que des espèces d'eau douce (*Physes*, *Planorbis*, *Limnées* et *Unios*). La particularité de ces niveaux à fossiles marins, c'est qu'ils renferment des ammonites (*Sowerbyceras Loryi*) du portlandien méditerranéen (Tithonique). Quoi qu'il en soit, ce sont toujours les formations saumâtres ou lacustres qui dominent, ces dernières même à ce point dans le Bugey, que les calcaires de cette nature, après avoir fourni un niveau de pierre de taille estimé, tiennent dans l'orographie une place qui est loin d'être à négliger.

Terrains crétacés. — 1^o *Groupe inférieur* (du *Valanginien* à l'*Aptien*). — L'extension de ces terrains dans le Jura est, comme celle prise par le jurassique, classique. En particulier, c'est dans la région centrale franc-comtoise, exactement dans les environs de Neuchâtel, qu'ils ont été groupés la première fois sous le nom de *Néocomien* et qu'ont été établies ses subdivisions en *Valanginien* et *Hauterivien*².

Elles correspondent à cette grande transgression éocétacée qui a déterminé, par l'intermédiaire du détroit de la Côte d'Or, l'arrivée d'eaux marines venant du sud dans le bassin de Paris, et le fait s'est produit dans le Jura avec une telle tranquillité, qu'au début, dans sa région méridionale aussi bien qu'en Franche-Comté, les couches marines à faune valanginienne alternent avec celles saumâtres du purbeck. Elles sont marneuses (m. grises à *Toxaster granosus*); mais bientôt des calcaires apparaissent, et cela sous des aspects variés placés sous la dépendance de la nature des

1. G. MAILLARD. *Invertébrés du Purbeckien du Jura*. Monographie, *Mém. Soc. Pal. Suisse*, XI, 1884.

2. De Hauterive, ville du canton de Neuchâtel, par Renevier, en 1874, et de Valangin, château situé près de Neuchâtel, par Desor, en 1853. Ce n'est que plus tard qu'ont été rattachés à cet étage, comme subdivisions supérieures, le Barrémien (de Barrême, Basses-Alpes), et l'Aptien (d'Apt, Vaucluse).

organismes qui se sont appliqués à les constituer. Tels sont, parmi les principaux et dans l'ordre de leur succession, le « marbre bâtarde » chargé de gros gastéropodes (*Nerinea gigantea*, *Natica leviathan*), des calcaires roux limoniteux très coquilliers déposés dans une eau peu profonde peuplée d'oursins (*Pygurus rostratus*) et d'une riche faune de mollusques, au même niveau des calcaires coralligènes à petits polypiers branchus prenant l'aspect des récifs rauraciens, mais à faune différenciée. Parmi les gastéropodes, les *Falletia*, dont le mode d'enroulement est inverse de celui des *Diceras*, servent à les caractériser; enfin, au sommet des marnes à bryozoaires rendues souvent grumeleuses par des spongiaires et offrant aussi des niveaux ammonitifères où se tiennent les formes alpines du valanginien (*Holcostephanus Astierianus*) en complétant cette série variée d'assises calcaires franchement zoogènes, montrent que les formations de cette nature, après avoir abandonné le jurassique dans ses parties supérieures, sont remontées dans le crétacé inférieur.

Les couches *hauteriviennes* qui suivent, représentées, sur une épaisseur relativement faible de 15 à 20 m., par une alternance de calcaires glauconieux appauvris en fossiles et de marnes sèches où se tiennent les ostracées caractéristiques de cet étage (*Exogyra Couloni*), perdent ce caractère, sauf cependant dans le Sud-Ouest, où on peut rencontrer un calcaire spathique rendu lamellaire comme d'habitude par des débris fragmentés d'articles d'encrines, qui tient la place du calcaire jaune célèbre de Neuchâtel et se trouve aussi capable de fournir comme lui une excellente pierre à bâtir.

Barrémien. — Ce qui était sous cette forme l'exception, devient la règle dans le Barrémien. Alors se présentent en effet ces puissantes assises de calcaires coralligènes à requienies¹ généralement désignées dans le Jura sous le nom d'*urgoniens*, en souvenir de leur identité avec ceux, si développés dans le Midi, aux environs d'Orgon (Vaucluse), mais sans qu'on puisse leur attribuer une désignation d'étage comme l'avait fait autrefois d'Orbigny; ce terme étant maintenant reconnu comme correspondant, absolument, comme celui de corallien dans le jurassique, à un facies spécial qui peut se reproduire à divers niveaux dans l'éocrétacé.

Dans le Jura méridional ces calcaires à requienies, après s'être amorcés sous une forme lenticulaire au milieu d'assises oolithiques, finissent par prédominer au point d'être parvenus à constituer les épaisses masses blan-

1. Type spécial de dicératidé qui s'est développé par bancs continus dans les régions peu profondes des mers éocrétacées soumises aux influences méditerranéennes.

ches de calcaires en gros bancs qui sont devenus capables, en raison de leur grand degré de résistance, de fournir, dans les hautes chaînes du bord interne de l'arc jurassien où se localisent leurs affleurements, les principales lignes d'escarpement. A noter aussi que c'est grâce à cette circonstance que le barrémien coralligène a pu subsister en couches continues, tandis que celles des étages suivants, aptien et albien, en raison de leur nature surtout arénacée, ont été réduites à l'état de lambeaux par voie d'abrasion, lors de la forte avancée des eaux marines cénomaniennes vers le nord.

Aptien et albien. — Le régime des grès verts ayant prédominé dans le sud jurassien à l'époque aptienne, ce sont des spongiaires qui se sont substitués aux requienies. De plus, aucun changement sensible dans la nature des dépôts ne s'étant fait sentir pendant l'albien, ce n'est guère qu'en s'adressant aux changements introduits dans la faune qu'on peut établir une distinction entre ces deux étages.

Le dernier, avec un caractère sableux, est surtout bien représenté près de Bellegarde à la Perte du Rhône. Là se présentent, en effet, au milieu de sables glauconieux, les niveaux à fossiles phosphatés très riches qui ont rendu ce gisement célèbre. Les lamellibranches ainsi que les gastéropodes y abondent, et de même aussi des ammonites à coquilles très ornées, telles que *Douvilleiceras mamillatum*, *Mortoniceras inflatum*, *Brancoceras verrucosum*...).

Cénomanien. — A cette date correspond le maximum d'extension des mers crétacées dans le Jura, et cependant les dépôts qui en résultent ne s'y présentent plus que par lambeaux très espacés. La plupart même, dans le nord franc-comtois, ne doivent leur préservation qu'à ce fait d'avoir été conservés dans des failles, et dans ce cas leurs affleurements restent à peine visibles sur quelques mètres. D'autres ne se rencontrent plus qu'à l'état de blocs crayeux épars. Les plus importants se tiennent en Jura méridional dans les environs de Saint-Claude et de Nozeroy, où ils sont représentés par un calcaire crayeux à faune de Rouen (*Acanthoceras Rhotomagensis*, *Cenomanense*, *Mantelli*, *Turrilites costatus*, *Scaphites æqualis*...) et plus au sud au lac Genin et à Leyssard.

La raison d'une pareille dispersion, c'est que les périodes néocrétacées suivantes correspondent dans le Jura à une grande phase d'émersion, et par suite de dénudation. Dans l'intérieur, aucun lambeau n'autorise cette fois à penser qu'une couverture de sédiments turoniens ou sénoniens soit venue s'y étaler, et c'est seulement sur le bord occidental, dans les

environs de Lons-le-Saunier, à Lains, que des traces de craie turonienne à *Cyclolites ellipticus*, puis de craie blanche à silex sénonienne, renfermant des *Micrasters*, viennent indiquer qu'à ces époques la mer est à peine parvenue à atteindre la bordure extrême du Jura dans la région du vignoble salinois. D'où, pour les zones internes, une phase de dénudation intense et de longue durée, car le Jura, échappant ensuite, aux temps tertiaires, à l'invasion de la mer nummulitique qui a si fortement atteint la région alpine, est resté émergé jusqu'à la fin de l'éocène.

Terrains tertiaires. — 1° *Éocène*. — Comme preuve d'une émergence à cette date, voire même plus accentuée qu'au sénonien, car elle s'étendait alors, en deçà du Jura, à la plaine suisse ainsi qu'aux régions voisines du Dauphiné (massif de la Grande-Chartreuse), de la Savoie et de la vallée du Rhône, les premiers dépôts tertiaires exclusivement continentaux y sont représentés par des sables siliceux parfois roussis ou même cimentés par des oxydes ferrugineux et escortés alors d'argiles bariolées.

La nature friable de ces dépôts facilitant leur déblayage par érosion, on ne les observe plus que dispersés par lambeaux plus ou moins isolés, demeurant à l'état de témoins d'une formation autrefois très étendue. Leur support est fait de terrains jurassiques ou crétacés d'âges divers. Souvent aussi on les observe localisés dans des poches profondément creusées dans les calcaires secondaires, à ce point même qu'en présence d'un pareil état certains auteurs ont cru devoir leur attribuer une origine hydrothermale, en les considérant comme dus à des phénomènes geysériens. En réalité, ces sables sont bien stratifiés, ils présentent, surtout à la base, quand ils sont grossiers, des indices de charriage manifestes, et doivent être attribués, ainsi que M. Douxami a mis ce fait bien en évidence, au lavage, sous l'influence d'un ruissellement intense, des grès de l'albien et de l'aptien que leur friabilité avait rendus faciles à désagréger; à noter que les bancs siliceux du sénonien, après sa décalcification, ont dû aussi en fournir les éléments. La preuve c'est que dans certaines régions (Salève, Perte du Rhône...) ces silex à l'état anguleux ou roulés s'y présentent alignés par piles plus ou moins régulières à la base du dépôt.

Quant à l'âge de cette formation, l'absence de fossiles n'a pas encore permis de l'indiquer avec précision. Un seul gisement, celui de l'Échelle, a fourni une faune permettant de le rapporter au bartonien. Leur analogie complète avec les dépôts fluvio-lacustres de même nature très développés dans la vallée du Rhône que M. Depéret a pu rapporter

à l'éocène inférieur et moyen, a permis à M. Douxami de leur attribuer le même âge. De plus, quand on examine les relations de ces sables avec le sidérolithique, leur liaison par l'intermédiaire de minerais de fer inclus dans leurs zones ferrugineuses est si étroite avec cette formation qui prend dans le Jura septentrional une très forte extension sous le nom de « Bohnerze », qu'on peut les considérer avec cette dernière comme correspondant à toute la durée des temps éocènes. Dans ce cas, ils seraient finalement parvenus à devenir le facies continental de la mer nummulitique si largement étendue dans le géosynclinal alpin.

Quoi qu'il en soit, ce qui reste acquis, c'est que, dès le début de l'ère tertiaire, le Jura, soustrait à toute invasion marine, s'est trouvé livré à une érosion très intense, érosion dont les assises crétacées ont surtout souffert, puis qu'un régime fluvio-lacustre, alimenté par des précipitations abondantes, s'y est établi en laissant comme traces des dépôts argilo-sableux dont l'importance, malgré les pertes de substance qu'eux aussi ont dû subir, implique pour ce phénomène une longue durée. Ce qui est donc intéressant à connaître, c'est leur mode actuel de distribution, d'autant mieux que de cette détermination peuvent être déduites des notions sur les conditions générales du relief que le Jura devait alors présenter.

Depuis longtemps ils ont attiré l'attention des géologues; successivement Escher¹, A. Favre², Em. Benoît³, le Frère Ogérien, s'en sont occupés; mais dans le sens qui doit maintenant nous intéresser, ce sont les observations faites d'une part dans l'est et le sud du Jura par M. Douxami⁴, de l'autre dans l'ouest, par l'abbé Béroud⁵, qui peuvent fournir les documents les plus instructifs.

Telles sont notamment les déductions intéressantes qu'on peut faire des différences constatées, entre ces deux régions, au point de vue de la nature des terrains servant de support aux sables éocènes. Dans l'est ce sont toujours les couches dures de divers étages de l'éocrétacé qui remplissent cette condition⁶, tandis que dans l'ouest, à l'except-

1. ESCHER. *Bull. Soc. Géol.*, 1^{re} sér., XII, p. 275, 1841.

2. A. FAVRE. *Considérations géologiques sur le Mont Salève*, p. 58, 1854.

3. EM. BENOÎT. *Note sur les terrains tertiaires entre le Jura et les Alpes*. *Bull. Soc. Géol.*, 2^e sér., XVII, p. 1860.

4. H. DOUXAMI. *Étude sur les terrains tertiaires du Dauphiné, de la Savoie et de la Suisse méridionale*. Thèse de doctorat, Masson, 1896. — *Étude sur la vallée du Rhône aux environs de Bellegarde*, *Bull. Cart. géol.*, XII, p. 131, 1901.

5. ABBÉ J.-M. BÉROUD. *Excursion géologique dans la vallée de Suran*. In-8°, Bourg, 1902.

6. C'est M. Douxami qui, le premier, dans ses ouvrages précités, a mis le fait bien en évidence, en montrant notamment que de part et d'autre de la Perte du Rhône, sur les flancs des chaînons les plus orientaux du Jura, où les sables sont très développés, tous leurs lambeaux respectés par l'érosion sont logés dans des poches creusées dans les calcaires urgoniens, comme il en est d'ailleurs juste en face sur les deux versants du Salève en Suisse. Mêmes faits plus au sud sur la rive droite du Rhône dans le ravin de la Dorche, à Villeneuve, Collonges, entre Ecorans et Thoiry, ainsi que sur les deux flancs du Gros-Foug. Enfin, à l'extrémité même de l'ultime chaînon du Jura, près de Voreppe, c'est aussi dans de pareils calcaires que sont creusées les poches de sables éocènes, ainsi que plus loin dans le massif de la Grande-Chartreuse.

Dans le Val de Fier on les retrouve directement superposés aux grès verts albiens, comme il en est dans la Cluse du Rhône, où ils atteignent, près de la perte du fleuve, l'épaisseur exceptionnelle d'une trentaine de mètres, et se présentent chargés de silex à peine roulés, empruntés aux assises albiennes. Il

tion de deux localités où une pareille superposition, en présence de lambeaux d'assises néocomiennes, s'est trouvée réalisée, c'est inversement au sein des calcaires jurassiques que se localisent les poches remplies de ces sédiments détritiques¹. D'où la conclusion qu'au moment de cette phase d'émersion éocène, les érosions ont dû suivre une marche progressive de l'est vers l'ouest, en s'accroissant même assez dans cette direction pour être parvenues à débayer presque complètement la couverture éocénée du jurassique. Quant à sa préservation très accentuée dans l'est, il est juste d'ajouter que le grand degré de dureté des calcaires blancs à requienies, si développés dans cette direction, n'a pas manqué d'intervenir pour la motiver. La preuve c'est que les principaux gîtes de sables tertiaires se tiennent précisément dans les fentes élargies de ces calcaires urgoniens.

Assurément il est difficile de se rendre compte des formes que devait prendre le Jura méridional quand, ainsi surélevé, il était soumis à de pareilles érosions; mais l'intensité des effets produits atteste qu'elles ont dû s'exercer sur un relief très accentué.

Sous l'influence des mouvements anté-nummulitiques qu'on sait avoir pris dans la région alpine un caractère orogénique, comme contre-coup de pareils efforts de refoulement, les grands traits de la physionomie actuelle du Jura méridional devaient déjà être esquissés, à ce point que c'est sur une région plissée qu'a dû s'accomplir le cycle d'érosion éogène. Une preuve de ce fait est donnée par les travertins à feuilles de Douvres, près Ambérieu, signalés par Boistel.

2° *Miocène* (de l'aquitainien au pontien). — A cette date, un grand changement s'est produit dans la région jurassienne. Au moment où la fosse rhénane effondrée se trouvait envahie par des eaux marines, juste en face,

s'en faut, du reste, de beaucoup que la composition de ces dépôts reste partout, dans cette région, uniforme. A Frenclens, ces sables sont si purs et si blancs qu'on les a exploités pour les verreries de Lyon. Sur les grès albiens et comme preuve d'une désagrégation faite sur place, et devenus rouges comme les sables sidérolithiques, ils se chargent de fer provenant de l'oxydation de la glauconie. Enfin, dans le vallon de la Mantière, près de Boge, et plus au sud, sur les bords du cañon du Rhône, on les remarque à ce point imprégnés d'asphalte et si épais, que des galeries d'exploration ont pu s'enfoncer en profondeur dans ces sables bruns durcis sur plus de cinquante mètres (mines d'asphalte de Boge, de Challonges et de Pyrimont).

1. En combinant les résultats des recherches antérieures de l'abbé Bérout avec ceux obtenus plus récemment (N), comme suite d'explorations faites en commun au cours de mes études dans le Jura méridional, voici comment se distribuent ces dépôts dans l'ouest sur les calcaires jurassiques. Dès le début, dans le chaînon du Revermont qui confine à la Bresse, à Villechantria, en poches dans les calcaires bajociens, dans ceux marneux de l'oxfordien au château d'Andelot; ensuite au sein des bancs coralligènes du rauracien à Vessia (N), entre Nantex et la Balme d'Epy, des calcaires compacts portlandiens à Meyriat. Même situation pour les poches de pareils sables qui s'observent sur les deux flancs de la chaîne du Corent, notamment au sommet du mont Charvet, au N.-W. de la vallée karstique de Drom. On les retrouve sur l'oolithe coralligène dans la zone des monts Berthiant à Serrières-sur-Ain, et plus au sud dans les calcaires du jurassique supérieur (N).

le Jura partageait le même sort. Mais cette première transgression marine, en venant ainsi du nord, n'est parvenue à franchir qu'une faible partie de la chaîne dans le Jura bernois et bâlois. Tout le reste est demeuré émergé. D'où une persistance des conditions de sédimentation continentale, voire même avec exagération, dans le Jura central, des circonstances qui ont présidé à la formation du sidérolithique, tandis que, dans le sud, ce sont de grands lacs qui s'y sont étendus.

Dans la région qui nous occupe, les dépôts d'âge aquitanien de cette nature; et dont le plein développement se fait depuis Bellegarde jusqu'à Voreppe en passant par Culoz, Belley et Chambéry sur le trajet des chaînons orientaux du Gros-Foug, des monts du Chat, de l'Épine et Tournier, s'y dispersent par lambeaux plus ou moins isolés dans le fond de synclinaux étroits, le plus souvent très réguliers, en représentant ce qui subsiste d'une nappe fluvio-lacustre occupant autrefois tout l'espace compris dans les limites que nous venons d'indiquer.

Essentiellement détritiques, ils consistent, après avoir pris pour base un conglomérat à gros blocs calcaires peu roulés empruntés aux roches secondaires (jurassiques ou néocomiennes) sous-jacentes, et le plus souvent bréchiformes, en une série uniforme¹ de masses rouges à coquilles terrestres et de grès tendres eux-mêmes marqués de teintes vives, rutilantes, absolument comme il en est en Suisse pour cette mollasse aquitanienne d'eau douce qu'on a qualifiée de *mollasse rouge* en raison de ce facies d'altération. On les remarque non plus logés dans des poches comme les sables éocènes, mais étalés transgressivement sur les diverses assises du jurassique supérieur et de l'éocrétacé, en présentant de plus en leur contact avec les calcaires des traces de ravinement bien prononcées². Telle se présente, dans le cañon du Rhône, la surface des calcaires urgoniens au travers desquels cette gorge se trouve profondément creusée. Au-dessus des berges du fleuve, les marnes bariolées aquitaniennes dessinent une terrasse au pied de laquelle, sous le conglomérat de base, l'urgonien est à ce point érodé qu'en suivant cette piste M. Douxami a pu y reconnaître la trace d'une ancienne Valserine qui venait, après avoir creusé son sillon un peu à l'est de la rivière actuelle, se jeter dans le lac Aquitanien. Sur son trajet, des marnes gréseuses lignitifères assez riches en combustible pour avoir été exploitées (Franclens dans la vallée du

1. La seule modification intéressante à signaler consiste en la présence dans le sud (bord du plateau de Crémieu...) de tufs à hélix subordonnés à des calcaires lacustres, par suite de dépôts de sources calcaires témoignant d'une grande activité dans les précipitations atmosphériques.

2. H. DOUXAMI. *La Vallée moyenne du Rhône à travers le Jura méridional*. Ann. Géog., XI, p. 408.

Rhône, de Crempigny à Saint-André sur les flancs du Gros-Foug), deviennent l'œuvre d'une accumulation locale de végétaux charriés par l'eau courante; et c'est à un pareil transport que doivent être aussi attribués tous ces débris de mammifères, de tortues et de crocodiles (*Dremotherium*, *Rhinoceros*, *Tapirus*, *Hyootherium*, *Cainotherium*, *Emys*...) qui ont fait près de Bellegarde, des marnes aquitaniennes de Challonges et de Pyrimont, un véritable ossuaire de vertébrés¹.

A noter ensuite que les conglomérats de base peuvent prendre par places assez d'importance pour tenir dans l'orographie une place notable. Sur le flanc ouest du synclinal de Novalaise leurs bancs épais, fortement redressés, dessinent la ligne des crêtes du Chaffarou (825 m.). Mais ce sont surtout leurs parties bréchoïdes qui s'escarpent le mieux. Faites d'un entassement d'énormes blocs calcaires anguleux, elles prennent tous les caractères de brèches d'éboulis, et leur mode de distribution au milieu des bancs à éléments roulés annonce qu'elles ont dû se produire aux dépens de pointements rocheux demeurés émergés au-dessus du niveau de la nappe lacustre et soumis avec une grande énergie aux influences atmosphériques².

Après ces dépôts aquitaniens, à l'époque miocène suivante, dite *burdigalienne*, une nouvelle transgression marine, après avoir rétabli la communication de la vallée du Rhône avec la plaine suisse, tend à envahir, mais cette fois en venant du sud, les régions du Jura les plus voisines de cette plaine ainsi que sa partie méridionale. Alors se présente un de ces cas de transgressivité concordante si bien définie par MM. Em. de Margerie et Heim dans leur classique ouvrage sur les *Dislocations de l'écorce terrestre*, et qui consiste en la superposition régulière de nouvelles assises marines ainsi déposées, sur des couches de nature et d'âge différents ayant conservé leur horizontalité, si bien qu'entre deux aucune trace de discordance de stratification ne peut s'observer.

Dans le Jura méridional, c'est au sein des vallées déjà bien spécifiées et à fond très large que s'est faite cette invasion marine, sans que son niveau se soit élevé au point de lui permettre de déborder au-dessus des voûtes anticlinales, si bien qu'ici ce phénomène peut être qualifié de transgression concordante synclinale. Elle s'est faite graduellement; c'est

1. CH. DEPÉRET. *Sur le gisement des Vertébrés aquitaniens de Pyrimont*. C. R. Acad. Sc., CXXVII, 1898, p. 787. — H. DOUXAMI. *Loco cit.*, p. 171.

2. Dans la vallée de Couz les fragments d'un de ces cônes d'éboulis, cimentés par une argile durcie rougeâtre, ont acquis la consistance nécessaire pour être exploités comme marbre sous le nom de « Brèche de Vimines ».

à l'helvétien que son maximum d'extension s'est trouvé atteint, mais sans que ses limites aient pu être fixées avec précision, l'érosion, après avoir fait disparaître les anciennes lignes de rivage de ces eaux marines mollassiques, n'ayant laissé subsister que des témoins des couches meubles étalées transgressivement sur leur bordure.

Au début de cette invasion, c'est seulement la bordure orientale du Jura méridional, sans dépasser dans l'intérieur une ligne située sur la longitude de Belley et de Saint-Claude, qui s'est trouvée atteinte. Dans cette région les dépôts burdigaliens, en pleine concordance avec la molasse d'eau douce et même soudés par places avec elle au point de simuler une continuité dans la sédimentation par l'intermédiaire de couches saumâtres (molasse gypsifère de la vallée des Usses) sont représentés, toutes les fois que cette superposition directe se réalise, par des grès tendres de matière encore mollassique, mais trahissant de suite leur origine marine par la présence de nombreuses coquilles d'huîtres et de peignes, parmi lesquelles figure, comme espèce caractéristique de cette formation, le *Pecten scabriusculus*. Partout ailleurs, quand ils s'étendent transgressivement sur les diverses assises plus anciennes du néocomain, ce sont des grès grossiers et même des conglomérats avec traces de ravinement bien accentuées qui en dessinent la base. Les mêmes coquilles s'y rencontrent, mais en débris, et les conglomérats se spécialisent par la présence de galets de roches porphyriques et granitiques étrangères à cette région jurassienne où ils se sont étendus.

Ces roches *exotiques*, qui ont fait, en s'associant à des calcaires jurassiens, qualifier ces conglomérats de *polygéniques*, proviennent des Alpes, et ces bancs de blocs roulés, grossièrement arrondis, devenus l'œuvre d'apports fluviaux repris par les courants marins, — absolument comme l'ont été dans la Plaine suisse ceux subordonnés à la même molasse marine qu'on désigne sous le nom de *Nagelfluh*, — s'y reproduisent aussi en couches lenticulaires à divers niveaux dans les grès marnocalcaires à *P. præscabriusculus*. C'est le témoignage expressif que cet ensemble s'est déposé dans une mer peu profonde, et soumise d'ailleurs à un régime uniforme; car les seules modifications à noter dans l'état de ces dépôts néritiques consistent dans le degré plus ou moins grand de cimentation. Tantôt la molasse, d'un gris bleuté à ciment calcaire, devient assez dure pour être taillée en dalles, ou servir d'excellente pierre de construction, tantôt, à l'état de simple grès marneux verdâtre, elle s'effrite facilement à l'air; enfin on l'observe aussi restée à l'état sableux, et c'est alors

qu'elle devient franchement coquillière, circonstance qui se réalise sur les anciens littoraux des bras de cette mer burdigalienne.

La transgression *helvétique* s'annonce ensuite par des grès grossiers, des lits de charriage accompagnés de conglomérats polygéniques s'étalant successivement vers l'ouest, sur les couches burdigaliennes et celles plus anciennes du tertiaire ou du néocrétacé. Puis ces sédiments sableux, toujours de provenance alpine, en devenant de plus en plus fins, apparaissent de nouveau consolidés en une mollasse verdâtre ne se différenciant de la précédente que par la présence d'ostracées de grande taille parmi lesquelles apparaît, comme espèce caractéristique de cet ensemble, l'*Ostrea crassissima*.

Après cet épisode correspondant au maximum d'extension des eaux marines miocènes dans le Jura, mais en somme de courte durée, une phase de régression s'affirme nettement par la présence en bordure sud de la chaîne de sédiments franchement littoraux (sables et grès micacés chargés de galets de quartz et de porphyres alpins, associés à des fragments également bien roulés de calcaires jurassiens perforés par des pholades) correspondant à ceux qui, dans la vallée du Rhône, renferment à Chimilin une faune marine (*Ancillaria glandiformis*, *Arca Turonica*...) ayant permis de les classer dans le tortonien.

C'est le signe d'un mouvement d'émersion pré-pontien précédant de bien peu ceux d'ordre orogénique qui s'appliqueront à la fin du miocène à communiquer au Jura son principal relief. La preuve c'est qu'avec la fin du miocène (époque pontienne) coïncide le moment où les chaînes jurassiennes déjà soulevées étaient livrées, dans le sud, à l'action des torrents.

Exactement ces derniers se chargeaient alors d'en amener les débris au sein d'une grande lagune désolée et peuplée de nasses (*Nassa prismatica*) qui s'étalait entre le mont Tournier et le mont du Chat, dans la vallée synclinale de Novalaise.

Finalement, ce ne sont plus que les dépôts d'eau douce ou tourbeuse (marnes lignitifères à empreintes de saules et de peupliers, entremêlés de cailloutis fluviatiles, qui sont venus garnir le pied du Jura méridional, sans plus pénétrer dans l'intérieur.

Pliocène. — C'est de même en bordure, exactement dans l'ouest sous la forme des dépôts lacustres bressans (marnes à paludines, *Vivipara*, si bien étudiées par MM. Depéret et Delafond¹), que sont venus se placer les

1. *Mémoire sur les terrains tertiaires de la Bresse. Bull. Soc. géol. de France, sér. 3, XXII, p. 712.*

sédiments d'âge pliocène. Si nous les mentionnons ici, c'est pour rappeler que ces marnes plaisanciennes, en se présentant fortement redressées contre le Jura, attestent que les mouvements de surrection de cette chaîne s'y sont poursuivis jusqu'à la fin du pliocène inférieur. D'autre part, pour compléter l'histoire de la région à cette époque, il y a lieu de tenir compte que la grande nappe de cailloutis alluvionnaires d'origine alpine qui s'étale sur ces dépôts lacustres dans les plaines de la Dombes et de la Bresse méridionale devient l'œuvre de courants torrentiels qui, après avoir traversé le Jura bugeysien, se sont appliqués à déverser sur le fond asséché de l'ancien lac bressan des matériaux provenant soit du démantèlement de moraines que des glaciers pliocènes seraient venus semer sur les hautes collines de l'avant-pays alpin, soit de l'érosion des nappes polygéniques des périodes miocènes antérieures, et en particulier des cailloutis pontiens dont il reste de nombreux lambeaux non seulement sur la bordure occidentale du Jura, mais jusque dans la vallée de la Saône.

Ceci se passait au pliocène supérieur, et ces cours d'eau, en s'écoulant ainsi au travers du Jura plissé, n'ont pas manqué d'y introduire un cycle d'érosion dont nous aurons plus tard à définir les effets.

Pleistocène. Actions glaciaires. — Dans cette dernière période les phénomènes dont le Jura porte le mieux l'empreinte sont d'ordre glaciaire, et cela à des degrés d'intensité divers, fonction des variations qu'a présentées le phénomène aussi bien dans le temps que dans l'espace.

Assurément l'existence de glaciers pliocènes y reste encore très hypothétique; ce qu'il y a de certain, c'est qu'à l'époque pleistocène le Jura, lors de la principale phase d'extension glaciaire, avant de subir l'influence du glacier du Rhône, présentait déjà ses vallées envahies par de grandes traînées de glace qui fonctionnaient isolément¹. A ce fait, signalé depuis longtemps par Em. Benoît², nous pouvons ajouter comme preuve que, dans le Bugey, toutes les fois qu'on se trouve en présence de l'erratique alpin, on constate sa superposition à des dépôts morainiques exclusivement faits de calcaires jurassiens. D'autre part, dans les régions où ces formations glaciaires sont particulièrement bien développées, telles que les deux flancs du Grand-Colombier, sur l'erratique dont l'origine alpine

1. Tels étaient, pour ne citer que les principaux, ceux de la Valserine, de la Semine, du Val Romey, de la Combe du Lac, des environs de Nantua, du Molard-de-Don, et, plus à l'ouest, ceux des vallées du Suran et de l'Ain.

2. EM. BENOÎT. *Note sur les dépôts erratiques alpins dans l'intérieur et le pourtour du Jura méridional*. Bull. Soc. géol. de France, 2^e sér., 20, 1863, p. 341.

s'affirme par la présence de blocs de roches cristallines provenant des Alpes valaisannes ou bernoises, et le plus souvent de très fortes dimensions¹, un retour de moraines à éléments uniquement jurassiens laisse soupçonner un nouveau mouvement de progression des glaciers du Jura après le retrait des glaces helvétiques. C'est, du reste, la confirmation de ce que M. Schardt avait déjà constaté sur la bordure orientale de cette chaîne (*Eclogæ Helv.*, V, n° 7, p. 511) en signalant que des glaciers descendus de la région de la Faucille étaient venus dans le pays de Gex y déposer leurs moraines sur celles du glacier rhodanien.

Quoi qu'il en soit, c'est de l'invasion des glaces helvétiques et de la combinaison de leurs effets avec ceux des glaciers qui lui étaient propres, que le Jura méridional a conservé l'empreinte la plus accentuée.

En Suisse ainsi que dans le massif entier des Alpes, MM. Penck et Brückner², en se basant sur l'observation méthodique des dépôts glaciaires, ont reconnu que le phénomène venait se répartir entre quatre phases principales d'extension d'importance et de durée très inégale et séparées chacune par un stade de retrait *interglaciaire* au cours duquel les phénomènes d'alluvionnement sont devenus l'œuvre des cours d'eau. La première, dite *günzienne*³ (de Günz), correspond aux graviers fluvio-glaciaires (*Schotter*, étalés en nappes sur les hauts plateaux (*Deckenschotter ancien*); la seconde, *mindélienne* (de Mindel), à ceux des bas plateaux (*Deckenschotter récent*). Les deux suivantes ont engendré, l'une, *rissienne* (de Riss, les *moraines externes*, ainsi que sur les flancs des vallées les graviers des *hautes terrasses* (*Hochterrassenschotter*), l'autre, *würmienne* (de Würmsee), les *moraines internes* et les graviers

1. Ainsi se présentent les grandes trainées morainiques, d'abord celles du Grand Credo, qui ont pu prendre le nom de protoginiques en raison du nombre et de la forte dimension des blocs de ce granite alpin qu'elles renferment, ensuite celles du bassin de Belley, où des blocs plus variés comme nature (euphotides, diorites, micaschistes, gneiss amphiboliques, serpentines, quartzites, phyllades dont un bloc célèbre mesure 378 m³), peuvent fournir une belle collection de roches alpines; enfin, plus à l'ouest, les longues rangées de blocs qui s'alignent à une altitude moyenne de 900 m. sur les chaînes du Bas-Bugey, en bordure des plaines tressannes, en s'y présentant de nouveau chargées de protogine.

On trouvera d'ailleurs des détails précis à ce sujet dans cette belle *Monographie des anciens glaciers et du terrain erratique de la partie moyenne du bassin du Rhône*, où MM. Falsan et Chantre, après avoir relevé toutes les traces, moraines, blocs erratiques, roches polies et striées, laissées par cette ancienne glaciation, sont parvenus à en dresser la carte avec un grand degré de certitude.

2. PENCK ET BRÜCKNER. *Die Alpen in Eiszeitalter*, Leipzig, 1901-1905; les Alpes françaises à l'époque glaciaire, traduction française par Schaudel, in *Ann. Univ. de Grenoble*, XIV, 1907.

3. Ces différents noms sont empruntés aux localités des Alpes orientales où cette succession a été d'abord définie et décrite par M. Penck.

inférieurs des *basses terrasses* (*Niederterrassenschotter*). Alors que les deux premières n'ont pas encore des représentants connus dans le Jura, les autres, au contraire, y ont laissé des traces très accentuées de leur passage. Avec la grande phase d'avancement des glaces rissiennes notamment, coïncide le moment où le glacier du Rhône dans son plein développement venait atteindre, après avoir envahi la plaine suisse, le front du Jura. Dès lors, en face d'une pareille invasion, cette haute muraille calcaire, faisant office de barrage, est devenue l'obstacle contre lequel les glaces helvétiques ont dû forcément se relever.

Sur les flancs du Chasseron où aboutissait la *Scheitellenie*, c'est-à-dire la direction d'écoulement des glaces rhodaniennes à leur débouché du Valais, leur hauteur atteignait 1.450 m. De part et d'autre l'altitude de cette immense calotte glacée diminuait, mais sans descendre, en regard des hautes rangées du Jura méridional, au-dessous d'un millier de mètres¹. Et c'est grâce à cette forte surélévation que le glacier alpin a pu ensuite se déverser si loin vers l'ouest, après avoir profité des cols et des brèches qui déjà, comme celle du Fort de l'Écluse, s'étaient ouvertes au travers des hautes chaînes. En deçà de ce défilé vers le nord, la grande barrière du Reculet ne s'est laissé franchir qu'au col de Saint-Cergues, mais vers le sud des voies de pénétration plus fortes (*Eintrittsthore*) lui ont été offertes au-dessus ainsi qu'en face du mont Vuache. Dès lors ces glaces, en pénétrant ainsi dans le domaine des glaciers jurassiens, sont venues y amener leur charge de blocs alpins transportés, et ce sont ces derniers qui, faisant ensuite pour ces matériaux exotiques office de relayeurs², les ont distribués au loin dans les plaines de Bourg et d'Ambérieu. A noter aussi, que sur la pointe effilée du sud, une seconde poussée de glaces alpines issues de l'Isère, en venant rejoindre celles du Rhône au delà de Culoz³ dans la dépression transversale des Usses, en passant par la vallée de Chambéry après avoir franchi la cluse de Montmélian, ont largement contribué à augmenter leur masse ainsi que la quantité des blocs alpins charriés, à ce point qu'en somme, en s'accroissant aussi des apports fournis par les glaciers locaux, la glaciation rissienne a pu prendre dans le Jura méridional ce caractère d'indlansis scandinave qui trouvait au même moment sa complète réalisation dans le nord sur les

1. Au Grand-Colombier elle atteignait encore 1.200 mètres sur les flancs (P. GIRARDIN).

2. EM. BENOIT. *Loco cit.*, p. 321.

3. DOUXAMI. *La vallée moyenne du Rhône à travers le Jura méridional. Ann. géog.*, XI, p. 410, 1902.

plateaux faillés du Jura tabulaire, c'est-à-dire exactement celui d'une calotte glacée à bords frangés de glaciers vers l'ouest, et au-dessus de laquelle seuls émergeaient les principaux sommets à l'état de nunataks. C'est aussi ce qui lui a permis de pousser au loin ses dépôts sur les plaines de la Dombes, sous la forme de moraines externes.

Dans la phase de retrait qui a suivi, les glaces alpines s'étant réfugiées dans leurs vallées d'origine, les glaciers jurassiens, de nouveau individualisés, purent dessiner un mouvement de progression donnant naissance à un système de petites moraines locales, indépendantes. Puis, à l'époque würmienne, une nouvelle et très forte avancée des glaciers alpins s'est produite, mais inférieure à la précédente; quand celui du Rhône est venu encore atteindre le barrage jurassien en face de sa direction d'écoulement, elle n'a guère dépassé comme hauteur maximum, sur les flancs du Chasseron, 1.200 m.¹, et s'est ensuite de part et d'autre rapidement abaissée. D'où son impuissance à pénétrer fortement dans l'intérieur à la faveur des cols, comme avaient pu si bien le faire les glaces rissiennes. Aussi les moraines terminales wurmiennes, en méritant bien leur qualification d'internes, restent-elles alignées, dans le centre et le nord de l'arc jurassien, sur le flanc oriental des hautes chaînes, et en s'y maintenant toujours à un niveau moins élevé que les précédentes. C'est seulement dans le Jura méridional qu'elles ont réussi à pénétrer plus profondément. Après avoir constaté leur présence dans le Valromey, on peut les voir plus bas suivre la vallée du Rhône dans ses inflexions jusques et même au delà de son confluent avec l'Ain, puis constater que dans cette dernière vallée, en aval d'Ambérieu, elles ont donné naissance à un grand lac de barrage morainique. Partout, au lieu de se présenter dispersées par lambeaux ou même réduites à quelques traînées de blocs erratiques comme les moraines externes de Riss, on les observe s'allongeant en rangées épaisses bien continues et trahissant de plus leur âge récent par la fraîcheur de leur forme ainsi que par le faible degré d'altération de leurs éléments. A noter de plus la préservation également mieux marquée dans la topographie, en arrière de ces accumulations morainiques, des *moraines stadiaires*, c'est-à-dire de celles plus courtes qu'on voit correspondre dans toute période de grande glaciation à un temps d'arrêt (*stade*) du glacier dans ses mouvements alternatifs d'avancée et de recul. D'autant mieux que c'est précisément avec leur présence que coïncide, dans les vallées,

1. Exactement 1.210 m. d'après P. Girardin, à qui nous empruntons ces détails.

l'apparition du véritable « paysage morainique » et que nous aurons plus loin, dans les descriptions régionales, à en signaler les effets.

En résumé, il est possible de distinguer, pour les glaciers du Jura, deux phases principales d'extension, l'une antérieure à la grande glaciation de Riss et s'y associant dès que cette dernière est parvenue à envahir la chaîne, l'autre postérieure, de plus courte durée, correspondant à la phase interglaciaire d'entre Riss et Würm, puis se poursuivant pendant toute la durée de cette dernière période d'invasion de glaces alpines.

Quoi qu'il en soit du nombre de ces glaciations, parmi les traces laissées de leur passage, on remarque un fait qu'on ne peut passer sous silence en raison de son caractère spécial et de l'application qu'il deviendra ensuite possible d'en faire à d'autres régions. C'est celui relatif à l'influence prise par les boues glaciaires sur l'hydrographie des massifs calcaires. En s'étalant à leur surface, elles en obstruent les fentes et, par suite, les voies naturelles de pénétration des eaux superficielles en profondeur. D'où la persistance de ces eaux sur ce manteau imperméable, et la possibilité pour elles, quand une direction d'écoulement s'y prête, de creuser leur sillon au travers d'un sol qu'une humidité bienfaisante rend verdoyant et même boisé, état de choses contrastant singulièrement avec l'aridité habituelle des surfaces calcaires quand la roche reste à découvert, et qui peut persister jusqu'au jour où les érosions sont parvenues à déblayer tout ou partie de cette couverture argileuse. A ce moment les fentes et autres points absorbants des calcaires sont dégagés, l'infiltration par cette voie qui lui est offerte reprend ses droits, l'écoulement des eaux se fait en profondeur, et le modelé superficiel devient réglé par la marche de l'érosion souterraine consécutive. Or les faits de ce genre, comme nous le montrerons plus loin, sont à ce point accentués dans le Bugey, qu'il nous semble possible d'en déduire que, dans les régions calcaires soumises à l'action glaciaire, l'étalement à leur surface des boues de la moraine profonde a eu pour effet de permettre l'établissement à leur surface d'un réseau hydrographique subaérien.

Epoque moderne. — Après le retrait des glaciers, le creusement des vallées et leur remblaiement par les alluvions se sont poursuivis sans relâche jusqu'à nos jours. D'où, sur leurs flancs, une succession de terrasses alluviales emboîtées marquant les diverses phases de ce double phénomène. Plus tard, dans celles dont le fond très élargi s'est trouvé déjà régularisé, les tourbières sont intervenues pour contribuer à leur comblement; dans le même sens apparaissent aussi celles plus vastes qui marquent la place d'anciens lacs, en partie desséchés et envahis par la végétation tourbeuse. De la même époque, et comme témoignage aussi d'une

phase de grande humidité, datent des dépôts de sources calcaires qui viennent, sous la forme de tufs, s'étendre à flanc de coteau sur les nappes d'alluvions anciennes. Parmi ces dépôts, les uns continuent encore de nos jours à se produire au débouché des sources; les autres, éteints, en venant se placer dans des vallées desséchées au point de ne plus offrir le moindre filet d'eau, attestent pour ces régions un arrêt dans le mode d'alimentation des sources, sauf cependant en certains points où cet arrêt semble



Cliché de Martonne.

FIG. 5. — *Groise ou éboulis dans la cluse des Hôpitaux.*

motivé par la perte de ces eaux dans des fentes ouvertes au travers des calcaires.

Comme cause brutale, immédiate et actuelle de modification dans le relief, apparaissent ensuite les éboulis et les glissements de terrain. Les premiers, le plus souvent faits de grenailles calcaires et désignés alors sous le nom de « Groise » dans le pays, s'appliquent, après enchevêtrement de leur talus, à régulariser les pentes au pied de corniches escarpées sans cesse rafraîchies par l'incessante désagrégation de leurs parois (fig. 5). Les seconds, très fréquents, doivent ce fait, ainsi que d'ailleurs leur importance, à la superposition par couches inclinées, si souvent répétée dans le Jura, d'un banc de roche dure calcaire sur une assise marneuse rendue glissante par les infiltrations. Si on ajoute à ces éboulements de terrain la fréquence sur ces mêmes flancs des vallées, dans la saison pluvieuse, du décollement des placages morainiques, on verra

combien ces phénomènes actuels s'appliquent à démolir l'œuvre des temps passés.

C'est d'ailleurs au travers des alluvions anciennes que se trouvent ouvertes les vallées modernes, d'où la présence sur leurs nappes inférieures d'un lit majeur susceptible d'être envahi lors des inondations, et par suite d'être recouvert d'une couche de limon récent. Dans le même temps, sur les versants, le ruissellement s'appliquant à atténuer les ruptures de pente introduites par l'étagement des terrasses, c'est le travail habituel de nivellement du terrain par les eaux courantes qui s'accomplit.

Étendue relative des divers terrains. — Tels sont les terrains que les agents physiques extérieurs se sont appliqués à modeler dans une région dont nous cherchons à fixer plus loin les caractères morphologiques; mais auparavant, comme dernière remarque sur cette constitution géologique, nous croyons devoir indiquer la part qui revient à chacun de ces terrains comme étendue superficielle; en d'autres termes, introduire au sujet de leurs affleurements quelques données morphométriques.

Pour atteindre ce résultat nous avons employé la méthode qui consiste à découper, sur une carte géologique à grande échelle, chaque étage suivant les limites qui ont été attribuées à ses divers affleurements, puis à placer ces fragments sur une balance de précision pour en obtenir leur poids. A l'aide de cette donnée, une simple règle de trois permet ensuite d'évaluer la surface de cet étage. Assurément cette méthode est loin d'être rigoureuse, mais en opérant dans les mêmes conditions hygrométriques et sur des cartes dont le papier, comme celui de nos feuilles de la carte géologique de France au 80.000^e, possède un poids spécifique sensiblement le même, on peut atteindre un degré d'exactitude suffisante. C'est de cette façon que nous avons opéré, et voici les résultats obtenus :

NOMS DES TERRAINS	Superficie ‰
Trias et Lias	0,005
Bajocien.....	0,020
Bathonien	0,085
Oxfordien.....	0,070
Rauracien-Astartien.....	0,100
Kimméridgien-Portlandien	0,180
Crétacé.....	0,130
Tertiaire.	0,100
Quaternaire.....	0,310

II. — REMARQUES GÉNÉRALES SUR LA TECTONIQUE

Pendant longtemps le Jura a passé comme le type des chaînes à plissement régulier. L'élément essentiel de sa tectonique c'est, en effet, le *pli anticlinal* plus ou moins allongé et flanqué latéralement d'une gouttière

synclinale. Mais il s'en faut de beaucoup que ce pli reste toujours droit, vertical; souvent on l'observe *déversé* et devenu ainsi sous cette forme penchée dissymétrique. Déjà Thurmann avait signalé le fait en remarquant que cette dissymétrie, toujours de même sens, amène ces plis déjetés à se déverser à l'ouest et au N.-W. vers l'avant-pays de la vallée de la Saône; c'est ce qui lui faisait dire que les chaînons jurassiens ainsi refoulés ont un « regard français ». Telle est la façade du Grand-Colombier qui domine Culoz, ainsi que, dans la région de Saint-Claude, les exemples non moins remarquables d'une pareille dissymétrie, aux environs des Bouchoux, Larrivoire, les Crozets, Moirans, et des Planches-en-Montagne¹. Depuis, les travaux récents de MM. Schardt² et Fournier³ sont venus non seulement confirmer le fait, mais signaler qu'il pouvait être question d'un renversement complet d'anticlinaux sur les synclinaux voisins, et par suite de *plis couchés* avec laminage comme d'habitude des couches du flanc inverse, et sa résolution fréquente en *faille d'étirement*. Ce qui dérive aussi d'un pareil déplacement horizontal, c'est qu'en s'accroissant il s'accompagne, suivant la ligne de rupture devenue surface de glissement, de phénomènes de chevauchement semblables à ceux dont Marcel Bertrand⁴ a le premier signalé l'existence dans les environs de Besançon.

Assurément ces déformations n'ont rien de la complication qu'elles affectent dans les Alpes. Jusqu'alors on ne connaît en Jura aucun exemple de ces plis couchés, étirés, et transportés à grande distance de leur origine après avoir été coupés de leurs racines, qui deviennent le trait caractéristique de la tectonique alpine. Aucune région, par suite, ne peut y prendre la qualification de *pays de nappes*, comme cela se présente si fréquemment dans la grande chaîne voisine. Il n'en est pas moins vrai qu'elles sont parvenues à introduire dans un dessin initial assez simple des modifications assez profondes pour que la topographie en porte nettement l'empreinte.

C'est ce qui se produit notamment quand, par suite du déversement des plis, les plus pressés prennent dans leur mode de groupement une structure *isoclinale*. Ce système, au lieu de rester droit, lui aussi se déverse

1. EM. DE MARGERIE. *La Structure du Jura. Actes de la Soc. Helv. des sc. nat.*, 92^e session, Lausanne, t. I, 1909.

2. H. SCHARDT. *Chaîne du Reculet et du Vuache. Eclogæ Geol. Helv.*, II, 1891, p. 253-344.

3. E. FOURNIER. *Nouvelles Études sur la tectonique du Jura franc-comtois. Bull. Soc. géol. de France*, 4^e sér., IV, 1904, p. 497.

4. M. BERTRAND. *Failles de la lisière du Jura entre Besançon et Salins. Bull. Soc. géol. de France*, 3^e sér., X, 1881, p. 114.

dans le même sens, c'est-à-dire vers l'ouest, et alors se présente cette succession typique d'écaillés imbriquées, à formes topographiques plongeantes, dont la région franc-comtoise d'entre Vorges et Byans offre, quand elle se trouve coupée en écharpe par le Doubs, un si bel exemple¹. Si nous mentionnons ces faits, c'est que ce régime isoclinal devient à ce point prédominant dans la structure du Jura plissé, qu'il a pu être qualifié de *type jurassien*².

A noter aussi comme nouveaux éléments de trouble dans la régularité des plissements, l'intervention des *décrochements horizontaux* et de leur *disposition en coulisse*. Dans le premier cas c'est d'une déviation en plan du tracé des anticlinaux et des synclinaux qu'il s'agit, et quand elle devient brusque, non seulement, comme dans les plis déversés, elle peut se résoudre en faille, mais déterminer, par la multiplicité de ces ruptures transversales, le morcellement des plis en tronçons successifs. Or, le nombre de ces déplacements, dont l'exemple le plus connu est celui qui a déterminé en Jura franc-comtois la série des cluses alignées des Hôpitaux et de Pontarlier, s'accroît à mesure que se complètent nos connaissances sur la tectonique du Jura. Leur étendue aussi peut devenir très grande, et leur influence, par suite, sur la percée des anticlinaux par les rivières très forte. Dans le second cas, bien réalisé cette fois sur le bord externe du Jura méridional dans le faisceau d'Ambérieu et de Saint-Rambert³, pareille influence ne se fait plus sentir, car ce dont il est alors question, c'est le relaiement d'un faisceau de plis par un faisceau voisin venant se placer dans le prolongement de celui qui s'est arrêté sans que la moindre discontinuité s'introduise sur la ligne de jonction.

Lorsque les failles ne sont pas la simple résolution d'un pli, comme le long de la bordure occidentale du Jura, on a affaire à des failles normales dont le rejet parfois très accentué peut dépasser une centaine de mètres, et comme de coutume leur regard est alors toujours occidental.

1. EM. DE MARGERIE. *La structure du Jura*, p. 13 du tirage à part.

2. EM. HAUG. *Traité de géologie, les plissements*, p. 199.

3. EM. DE MARGERIE. *Loco cit.*, p. 18.

CHAPITRE III

RELATIONS GÉNÉRALES DES FORMES DU TERRAIN AVEC LA TECTONIQUE

Remarques initiales sur les formes du Jura plissé. - - Thurmann, à qui on doit avoir recours toutes les fois qu'il est question de l'orographie du Jura, est le premier qui ait établi une nomenclature de ses formes basée sur les circonstances qui les ont engendrées. C'est ainsi qu'il désigne sous le nom de « voûtes » les anticlinaux jurassiens, et les classe en quatre ordres, caractérisés chacun par la mise à l'affleurement suivant l'axe du pli de couches de plus en plus anciennes. Une voûte de premier ordre ne présente rien de plus ancien que les calcaires rauraciens; celle du second ordre laisse voir des assises oxfordiennes et bathoniennes. Dans la troisième apparaissent celles du lias ainsi que les marnes bariolées du keuper, et la quatrième se caractérise par la présence du muschelkalk, soit de celle d'une des couches secondaires les plus anciennes du genre. Dans le premier cas, la surface des couches correspondant sensiblement à celle du sol incurvé, cette voûte corallienne très simple, privée de flanquements latéraux, est celle sur laquelle l'érosion a le moins agi. Dans le second, c'est son attaque plus accentuée qui détermine la présence, suivant son axe, d'une voûte oolithique bathonienne, flanquée de part et d'autre de roches dures coralliennes escarpées et surplombant des marnes oxfordiennes fortement excavées. Assurément la théorie de Thurmann¹, qui venait chercher dans un *soulèvement*, c'est-à-dire dans l'effort plus ou moins accentué d'une force soulevante agissant de bas en haut, l'explication de ces diverses particularités, n'est pas admise; c'est à des forces tangentielles que sont dus ces redressements de couches

1. J. THURMANN. *Essai sur les soulèvements jurassiques de Porrentruy*, 1^{er} cahier, p. 49. Paris, Levraut, 1832.

stratifiées, et leur modelé actuel dérive d'un travail de sculpture exercé par l'érosion; mais les faits n'en subsistent pas moins, et ce qui subsiste aussi, c'est leur nomenclature telle que le savant de Porrentruy l'a établie. Telles sont les expressions de *crêt*, de *combe*, de *ruz*, de *val* et de *cluse*, dont chacune a un sens bien défini, à ce point connu même qu'il devient inutile de les spécifier et qu'on peut, en dehors du type jurassien d'où elles dérivent, généraliser en l'appliquant à d'autres régions plissées à structure plus compliquée.

On les retrouvera donc employées au cours des descriptions qui vont suivre, avec cette remarque que, ces dénominations locales étant par places en désaccord avec la définition donnée par Thurmann, toutes les fois que ce fait se produira nous ne manquerons pas de le signaler.

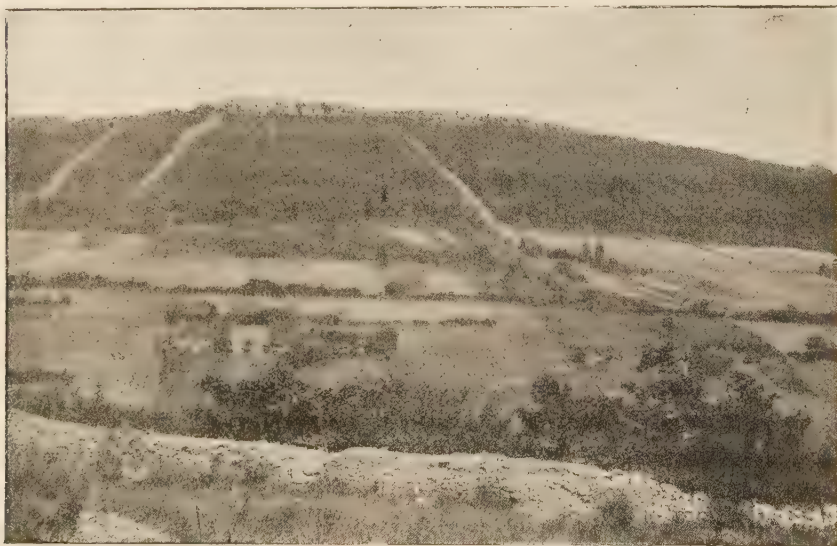
1° *Principaux traits de la topographie du Jura méridional.* — Lorsque, d'un point élevé du plateau de la Dombes, on considère le beau panorama qui se déroule sous les yeux du côté de l'orient, c'est le Jura méridional presque en son entier qui dessine le fond du tableau. On voit les chaînes multiples et pressées les unes contre les autres surgir en longues files dans un ordre régulier d'élévation jusqu'à une rangée terminale culminante, en deçà de laquelle, dans le lointain, c'est à peine si quelques cimes géantes des Alpes, telles que celles du massif du mont Blanc, laissent entrevoir leurs crêtes neigeuses.

Le trait caractéristique de ce paysage, c'est la brutalité avec laquelle cette zone jurassienne s'enlève en saillie au-dessus de la plaine. Sur une longueur de plus de 60 kil., l'œil se heurte brusquement contre un rempart, et nulle part ne peuvent se distinguer des pentes douces ou des plans modérément inclinés capables de raccorder cette plaine dombiste avec la falaise jurassique; et cet aspect devient encore plus frappant quand on s'avance sur le rebord même de la Dombes, vers la lisière jurassienne si justement dénommée « la Côtière ». De la porte orientale de l'antique cité de Pérouges, on voit nettement l'arc jurassique dominer les plaines, et cela sans que rien, dans la topographie, suggère l'idée d'un avant-pays où se laisserait distinguer ce que M. Machacek appelle des contrées sous-jurassiques. Le plateau de Crémieu, en particulier, domine la plaine dauphinoise, aussi bien que plus au nord le Revermont surplombe la plaine bressanne (fig. 6).

L'impression, quand on regarde le Jura méridional sur son revers opposé qui fait face à la plaine suisse, pour être plus imposante, n'en reste cependant pas moins du même ordre; elle est seulement rendue

plus forte par la plus grande hauteur des chaînes orientales et par le moindre recul dont on dispose.

Deux grandes voies traversent cette barrière qui sépare cette plaine helvético-savoisienne de la Bresse : ce sont au nord la cluse de Bellegarde à Nurieux, au sud la gorge de Culoz à Ambérieu. La première se termine dans la vallée de l'Oignin et ne traverse pas le massif dans son entier; la seconde ne fait pas non plus communiquer directement les plaines séparées par le Jura : le chaînon du Gros-Foug dresse, en effet, sa



Cliché Roche.

FIG. 6. — La falaise du Revermont (camp du Cuiron), aux environs de Ceyzériat.

masse compacte au-devant du débouché de Culoz; mais elle est beaucoup plus développée et d'altitude bien inférieure à la première. Ce qui fait qu'en surface le massif du Jura méridional, ou pour mieux dire le Bugey, n'a que deux portes d'entrée principales, l'une à l'est et au nord vers l'E-cluse-Bellegarde, qui mène au delà de Nantua, au cœur du Haut-Bugey, l'autre à l'ouest et au sud, vers Ambérieu, conduisant dans les bassins déprimés de Belley et de la combe de Savoie.

Si l'on s'engage dans l'une ou l'autre de ces voies de pénétration naturelles, on arrive bien vite à ressentir l'impression qu'on se trouve dans un véritable cañon; c'est le paysage typique des gorges calcaires à fond étroit et très fort encaissement, variant ici en moyenne de 200 à 400 mètres,

qu'on a sous les yeux, à ce point qu'au fond, rien de la physionomie générale du pays n'y apparaît.

Pour en avoir une idée, il faut alors remonter l'une ou l'autre des gorges latérales qui débouchent dans la cluse sous des angles divers, mais voisins en général de 90°. Telles sont, par exemple, celles de la Mandorne, de la Caline, de l'Albarine, du Séran, dans la cluse Culoz-Ambérieu; de la Valserine, de la Semine, de l'Ange et du Borrey, dans la cluse Bellegarde-Nurieux. En ce faisant, on voit la gorge s'élargir peu à peu, devenir moins encaissée, puis finalement se transformer en une vallée aux formes doucement modelées; cette dernière apparaît alors encadrée à distance variable par les lignes de hauteurs massives et continues qui constituent les chainons et par suite l'ossature du Jura méridional.

Au point de vue morphologique, son caractère c'est de se présenter subdivisé, dans le sens de son allongement, par bandes grossièrement parallèles et d'altitude s'accroissant régulièrement de l'ouest à l'est. Une simple traversée de l'ensemble suivant cette direction suffit d'ailleurs pour le montrer. Après avoir escaladé dans l'ouest les pentes assez raides qui dominent les plaines saônoises, on voit les chaînes surgir les unes au-dessus des autres dans un ordre régulier d'élévation jusqu'à une rangée culminante bornant l'horizon d'une façon continue et au pied de laquelle s'affaisse brusquement dans l'est la plaine suisse. Comme contraste saisissant avec la régularité des cimes de ces ondulations jurassiennes, apparaît ensuite dans le lointain la ligne bien arrêtée et blanchie par les neiges des hautes crêtes alpines.

En plus de cette succession de chaînes et de vallées qui constituent la majeure partie du Jura méridional, apparaissent ensuite, à l'état d'unités géographiques distinctes, des régions plus complexes à formes différenciées, telles que les hauts pays des Molunes et de Retord, l'étroite bande qui s'allonge entre la rive gauche de l'Ain et la plaine bressanne, le bassin de Belley, puis, comme terme excentrique, l'île Crémieu.

Toutes ces particularités sont, du reste, assez nettes pour être facilement discernables à l'aide d'un simple examen de la carte d'état-major au 80.000°. Le Jura méridional y apparaît s'enlevant avec vigueur au-dessus des plaines qui le bordent et essentiellement constitué par une succession de chaînes et de vallées longitudinales à orientation générale méridienne, c'est-à-dire N.-S. Cet ensemble apparaît ensuite recoupé transversalement par deux sillons de première importance, la cluse de Bellegarde-Nurieux, et celle plus septentrionale de Culoz-Ambérieu, et

tous deux à l'état de trouées assez nettes pour être suivies par des voies ferrées. Dans un espace triangulaire compris entre Virieu-le-Grand, Cordon et Ambérieu, tous les accidents affectent une direction N.W.-S.E.; l'île de Crémieu et le bassin de Belley n'offrent que de très faibles ondulations. Quant à la bande signalée plus haut comme s'allongeant dans l'est, entre la rive gauche de l'Ain et la plaine bressanne, elle se caractérise par l'absence d'alignements précis.

En somme, c'est la confirmation de ce fait que les caractéristiques du Jura méridional peuvent être considérées comme représentées par sa brusque saillie au-dessus des plaines de bordure, son sectionnement par deux fortes coupures transversales, une succession régulière de chaînes et de vallées étagées, alignées par bandes parallèles suivant la même orientation, ainsi que la présence de formes spéciales à relief différencié parvenant à interrompre cette régularité.

I. — Tout contre la bordure orientale du Jura se trouve le grand anticlinal du pays de Gex, celui du Reculet-Vuache, si bien décrit par M. H. Schardt¹. Il commence au nord de la Dôle et comprend, avec la Faucille et le Reculet, toute la longue chaîne qui sépare la plaine suisse de la vallée de la Valserine. C'est tantôt une voûte simple, tantôt une voûte à double déversement. L'extrémité occidentale de cet anticlinal s'abaisse et disparaît vers Bellegarde; son extrémité orientale, au contraire, se poursuit au delà du Rhône par l'accident du Vuache, qui confine directement à la plaine suisse molassique. Ce dernier alors n'offre plus qu'une moitié de voûte penchée fendue suivant sa ligne de faite, l'autre moitié à l'ouest de cette fracture s'étant affaissée. Cette particularité d'ailleurs, loin de se limiter au mont Vuache, se poursuit plus loin au S.-E. en deçà de la coupure du Fornant, sous la forme du mont de Musièges, ce dernier, après avoir perdu son flanc occidental par voie d'affaissement, ne présentant plus, lui aussi, en saillie que son flanc oriental. Du reste, cette résolution en faille du flanc inverse de ce pli déjeté, loin d'être unique, se retrouve jalonnant à son niveau la Valserine, sous l'influence de la brusque retombée vers l'ouest de la chaîne qui borde cette vallée, ce qui complique singulièrement la tectonique de cette première chaîne du Jura méridional.

II. — Séparant le Rhône de la vallée de Rumilly, se dresse l'anticlinal

1. H. SCHARDT. *Contribution à la géologie du Jura. Etudes géologiques sur l'extrémité méridionale de la première chaîne du Jura. — Chaîne du Reculet et du Vuache.* Bull. Soc. Vaudoise sc. natur., 3^e série, XXVII, 1891, p. 69-159.

de la montagne des Princes et du Gros-Foug, coupé en cluse par le Fier, constitué en majeure partie par des calcaires urgoniens et néocomiens, continué au sud par l'anticlinal Corsuet-Chambotte, où apparaissent quelques calcaires portlandiens. Cet anticlinal semble assez régulier sur ses deux flancs et ne montre pas de failles. Au nord, il naît périclinalement et il sort de dessous la mollasse; il finit de même vers le sud, comme l'a montré M. Révil¹. Il n'y a donc pas lieu de lui chercher un prolongement dans un sens quelconque, soit dans les environs du bassin de Bellegarde, soit dans les chaînes de la Grande-Chartreuse.

III. — *Synclinal de la Valserine*, compris entre l'anticlinal du Reculet et celui du Crêt de Chalam.

IV. — *Anticlinal du Crêt de Chalam*. « Ce pli vient d'assez loin vers le nord. En le suivant vers le sud, on voit affleurer dans son axe des couches de plus en plus anciennes. Dans sa partie méridionale, au niveau du Reculet, il est creusé par une combe jusque dans le lias moyen. A ce même niveau, sa retombée occidentale est rompue longitudinalement par deux cassures allant en divergeant vers le sud. La plus occidentale de ces cassures (faille de Tamiset-les-Charrières) termine la retombée. La plus orientale coupe obliquement l'anticlinal de Chalam et va limiter au sud le val de Chézery... Au delà de cette cassure transversalement oblique (faille de Forens), l'anticlinal de Chalam continue peu de temps avec des couches très fortement redressées, devenant verticales et dirigées environ N.-E. à S.-O. Bientôt cet anticlinal exécute un mouvement tournant fort curieux. On voit les bancs verticaux de sa retombée occidentale passer insensiblement de la direction S.-O. à celle S.-E. et presque E.-S.-E. Cette terminaison méridionale de l'anticlinal de Chalam est coupée par la gorge de la Valserine, sur la rive gauche (S.-E.) de laquelle la voûte évasée dudit anticlinal vient s'écraser et souder ses bancs à ceux du petit massif de Mantière, contrefort de la chaîne du Reculet-Credo. Les couches verticales de la retombée occidentale de l'anticlinal de Chalam prennent brusquement un faible plongement vers S.-O. et constituent le plateau du Ladaï... Le massif de Mantière, situé dans le prolongement du val de Chézery, joue le rôle d'un véritable tampon entre l'extrémité méridionale contournée de l'anticlinal de Chalam et la chaîne du Reculet-Credo. »

V. — *Anticlinal du Grand-Colombier*. « La partie septentrionale de

¹ J. RÉVIL. *Structure de la vallée d'Entremont et du plateau de Montagnole, près Chambéry*. B. S. G. F., 3, XXVIII, p. 873, 1900.

l'anticlinal du Colombier est adossée à l'est à un haut plateau plissé, appelé plateau de Retord. La retombée occidentale est affectée dans toute sa longueur par d'importantes cassures, dont l'une au moins, la plus orientale, vient de très loin vers le nord (Montanges, Champfromier, rive droite de la Semine). Cette retombée, au-dessus de Chavornay, est nettement renversée et formée de deux plis synclinaux superposés dans l'axe desquels sont pincés deux lambeaux de molasse. » M. Riche a tout récemment signalé l'existence d'un brachysynclinal transverse qui coupe toute la moitié occidentale du Colombier et la vallée du Valromey du col de Richemont à Ruffieu. La retombée orientale du Colombier est régulière; à signaler toutefois que l'axe de l'anticlinal, au niveau du ravin de la Dorches, dévie brusquement vers le N.-N.-O. jusque vers Pré-Carré, où il reprend sa direction normale. Au sud de Culoz, la retombée orientale se poursuit par l'intermédiaire du molard de Vions, dans la montagne de la Charvaz. L'axe rompu du Colombier passe entre Lavours et Chanaz, suit le Rhône jusqu'en aval de Lucey et continue plus au sud. Le molard de Lavours est un représentant de la retombée occidentale du Colombier. L'anticlinal se poursuit au sud par le mont du Chat, la montagne de l'Épine et le mont Grelle, dont le prolongement est coupé en biseau par la faille de Saint-Thibault-de-Couz.

VI. — Accidents tectoniques compris entre le Crêt de Chalam et le Colombier septentrional, à l'est, et les Joux-Noires, à l'ouest. Jusqu'à ces derniers temps, il était difficile de se reconnaître dans cette portion du Jura, et ce ne sont que les études patientes et minutieuses de M. Riche qui ont jeté quelque jour sur ce massif, où l'observation est rendue particulièrement difficile par le développement de la couverture forestière. Cette région est coupée à peu près en son milieu par la gorge Bellegarde-Nurieux. Voici les conclusions auxquelles est arrivé le savant collaborateur de la carte géologique : « En résumé, la région occupée par la gorge de Bellegarde à Nantua est traversée obliquement par 6 ou 7 lignes de rupture, plus ou moins importantes, ne coupant pas les plis, mais les rejetant vers l'ouest. Les apparences topographiques, toutefois, montrent, de part et d'autre de ces cassures, des alignements très frappants, qui pourraient faire croire à une structure toute différente des plis, si l'étude tectonique et stratigraphique n'imposait pas la véritable interprétation. Les cinq bandes plissées principales, interceptées par ces lignes de rupture, ont été soumises à l'influence d'un brusque mouvement de torsion, lequel, en déformant temporairement par étirement

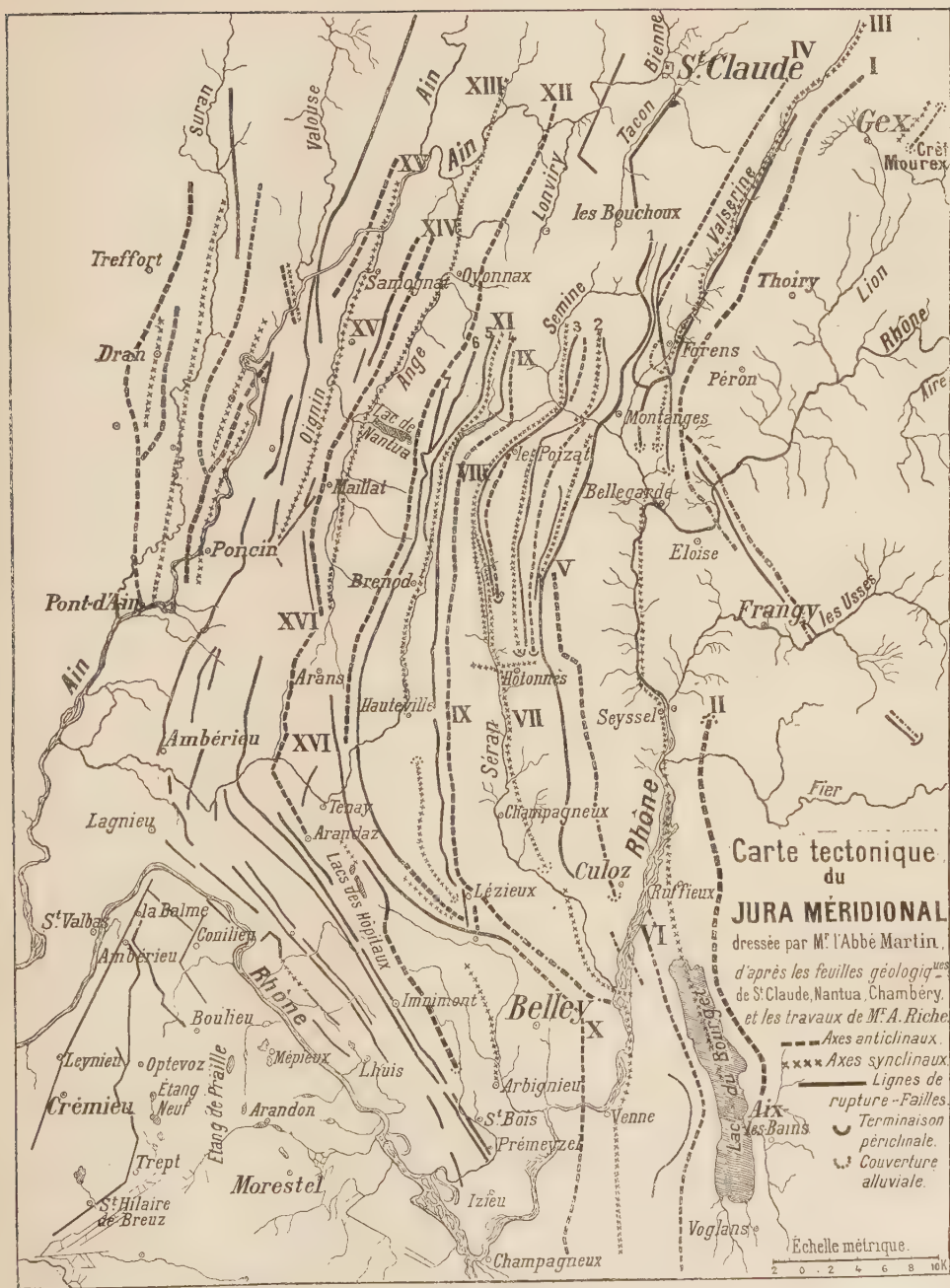


FIG. 7.

Sur cette carte tectonique, les chiffres arabes (1, 2, 3, 4) correspondent aux notations de M. Riche; les chiffres romains (I, II, etc.), aux indications placées dans le texte.

ces plis, les a projetés, à l'ouest, contre la résistance immuable de la retombée anticlinale des monts d'Ain. Contre cette barre rigide, la dernière bande plissée, ne pouvant se développer à sa place relative, a dû dresser verticalement ses couches et chevaucher complètement sur la bande antérieure restée horizontale. » (Cf. carte tectonique, fig. 7.)

VII. — *Synclinal du Valromey*. Le prolongement de la moitié orientale des bandes plissées interceptées par les lignes de rupture, après avoir contribué à la formation du haut plateau de Retord, vient se perdre dans le large synclinal du Valromey vers la remontée septentrionale du brachysynclinal transverse col de Richemont-Flotonnes-Ruffieu. Les terrains d'alluvion, très développés, empêchent de suivre les plissements secondaires de cet important accident. Il apparaît cependant que les couches qui le forment possèdent un plongement général vers l'est qui détermine le rapprochement de l'axe du synclinal de l'anticlinal du Colombier en l'éloignant de l'anticlinal des Neyrolles-Virieu-le-Grand qui le borne à l'ouest. Ce synclinal, continué au sud de la gorge d'Artemare par le synclinal de Saint-Martin-de-Bavel, va finir en pointe vers Cressin-Rochefort, contre le prolongement caché de la ligne de rupture du Colombier. *

VIII. — *Synclinal de la vallée du Flon*.

IX. — *Anticlinal du signal de Biolaz. Les Neyrolles-Virieu-le-Grand*. Cet anticlinal vient, lui aussi, d'assez loin vers le nord; il est accompagné sur sa retombée occidentale par la quatrième des sept cassures indiquées par M. Riche au niveau de la cluse Bellegarde-Nantua. Au sud de cette cluse il longe à l'ouest le plateau de Retord et suit une direction sinueuse nord-sud. Sa retombée orientale, remarquablement massive, se continue, au sud de Virieu-le-Grand, par l'anticlinal de Chatonod-Marinigieu ou de Saint-Champ-Chatonod, qui vient se terminer contre le côté oriental de l'extrémité septentrionale de l'anticlinal montagne de Parvesmont Tournier. L'axe de l'anticlinal les Neyrolles-Virieu-le-Grand est ouvert à l'est de Brenod jusqu'au bajocien, et dans la combe de Mazière jusqu'au bathonien moyen; il se rompt au niveau de Virieu-le-Grand et se continue par une faille suivant la basse vallée de l'Arène, faille qui va se joindre à une autre cassure provenant du nord-ouest.

X. — *Anticlinal montagne de Parvesmont Tournier*. Cet anticlinal commence au nord par un rocher valanginien de quelques milliers de mètres cubes, rocher dit de la Rochette, situé au hameau de Cressieu, entre Billieu et Bons, puis se continue par les rochers de Muzin et enfin

par la montagne de Parves. M. Hollande, dans la notice explicative de la feuille Chambéry, a signalé que le recouvrement, puis la disparition de l'anticlinal mont Tournier-Parves est dû au chevauchement de l'est à l'ouest de l'anticlinal de Saint-Champ-Chatonod que M. Riche a montré être la retombée orientale de l'anticlinal les Neyrolles-Virieu-le-Grand. La montagne de Parves se continue par le mont Tournier, et l'on peut suivre cet anticlinal jusqu'à la pointe du Raz, sur la vallée de l'Isère.

XI. — *Synclinal de Charix, Brenod, Hauteville et Thézillieu*. Vers le nord, ce synclinal est compris entre deux cassures, cassures 4 et 5 de M. Riche, qui le suivent après sa torsion à l'ouest au niveau du lac de Silan, jusques assez loin vers le sud. Comme de juste, dans la partie tor-due et étirée de ce synclinal, au niveau de la cluse Bellegarde-Nurieux, la largeur est très réduite; elle augmente vers Brenod, pour atteindre son maximum entre Champdor et Hauteville, et elle va en diminuant beaucoup vers la haute vallée de l'Arène au sud de Thézillieu.

XII. — *Anticlinal des Joux-Noires*. Se suit de la Bienne à la cluse Culoz-Ambérieu. Sa retombée orientale est sillonnée par les cassures 6 et 7 de M. Riche. La retombée orientale, à pente doucement inclinée vers l'ouest, est très régulière.

XIII. — *Synclinal Oyonnax, Montréal, la Combe du Val*.

XIV. — *Anticlinal de Bouvent, Geovreissiat, Joux-Blanches*.

XV. — *Synclinal Samognat, Izernore, Volognat, Peyriat, Ceignes*.

XVI. — *Anticlinal Corlier, Évosges, Arandaz*. L'axe de cet anticlinal est ondulé. La retombée orientale est formée de couches à inclinaison très faible; de plus, elle est rompue par une véritable faille ramenant deux fois l'affleurement de terrains plus anciens.

XVII. — *Accidents tectoniques des monts Berthiant*. Toute la partie comprise entre les Joux-Blanches et la rivière d'Ain, qui porte le nom de monts Berthiant, est affectée de nombreuses failles plus ou moins sinueuses ou obliques telles que celles de la Balme, d'Étables à la Balme, de Crépiat-Mens-Chapiat, de Vers-Leyssard-Écuvillon, de Bolozon.

XVIII. — *Accidents tectoniques compris entre Cerdon-Tenay, Pont-d'Ain et Ambérieu*. Dans toute cette région prédominent les failles, il n'y a de pli important que celui désigné sous le n° XVI. Anticlinaux et syn-clinaux diminuent de puissance, tandis que les failles sont longues et multiples. Telle, par exemple, la faille de Montgriffon à Conand, qui, après s'être bifurquée près de Conand, se continue par une de ses branches fort loin au sud-est. Entre Saint-Rambert et le mont Luisandre se voit

une faille de part et d'autre de laquelle les couches ont une allure anticlinale, sur cette faille se branchent des failles secondaires au hameau de Gratoux; elle court au nord vers Saint-Jérôme et vers le sud au delà de Saint-Rambert. Une autre faille rameuse part du sud de Poncieux et s'en va finir à l'est de Douvres. Enfin, la plus importante du groupe est celle qui se dirige en ondulations de grande amplitude de Challes-la-Montagne vers Bettant en passant par Mérignat, Jujurieux, Douvres, et en suivant la falaise jurassique.

XIX. — Accidents compris entre la gorge des Hôpitaux et l'anticlinal des Neyrolles-Virieu-le-Grand. M. Riche a démontré qu'au sud de Virieu-le-Grand, vers le plateau de Pugieu, « par suite de la convergence et de la fusion de trois lignes de rupture, un anticlinal et un synclinal secondaires, un anticlinal et un synclinal principaux et la moitié d'un autre anticlinal principal disparaissaient », et que « c'est le massif compris entre la gorge des Hôpitaux et l'axe de l'anticlinal Virieu-le-Grand-Neyrolles qui s'est abaissé et effondré ».

XX. — Accidents tectoniques compris dans le triangle Virieu-le-Grand-Cordon-Ambérieu. En premier lieu à l'est se trouve le synclinal de Contrevoz-Arbignieu et du bassin de Belley, encastré entre la montagne de Parves et le Molard de Don.

Le pli-faille du Molard de Don peut se suivre depuis le grand Tare, où naît une faille importante qui tourne vers Ordonnaz après avoir traversé la Burbanche et qui prend la direction du sud-est, où elle est continuée par le pli du Molard de Don. « Au niveau de Saint-Germain-les-Paroisses, la direction du pli-faille tourne davantage vers le sud et se transforme en une faille simple qui plus loin traverse Collomieu et Saint-Bois. Entre ces deux localités, la dénivellation est très faible, puis augmente brusquement au sud de Saint-Bois, par suite d'un changement dans le plongement des couches du lambeau, à l'ouest de ladite faille, lequel plongement, de nord-est qu'il était, devient sud-est. Les couches situées de part et d'autre du pli-faille du Molard de Don fournissent, dans la partie supérieure du massif, des affleurements où domine le jurassique supérieur, et dont le niveau stratigraphique est toujours plus élevé du côté ouest... Les couches du côté oriental du pli-faille ne modifient pas sensiblement leur allure; leur direction seule s'infléchit vers le sud, plus encore que ne le fait le pli-faille. » Au contraire, les couches du côté occidental, après avoir affecté une allure synclinale très visible à l'est d'Innimont, la perdent au contact d'une bande de jurassique inférieur

qui prolonge au sud le massif du Molard de Don. Cette bande affecte l'allure d'un anticlinal et se termine vers Prémeyzel.

Le Molard de Don est limité à l'ouest par une bande de deux failles très longues qui vont de Saint-Rambert à la montagne d'Izieu, se dirigeant toujours du N.-O. au S.-E., tantôt séparées par un assez grand intervalle, comme par exemple lorsqu'elles entourent le massif de la chartreuse de Portes, tantôt fort rapprochées, comme au sud d'Innimont. Ce sont les failles de Portes-Innimont-Ambléon-Prémeyzel.

Plus à l'ouest, une autre bande de deux failles parallèles et fort longues, venant également du N.-O., exactement de la direction d'Ambérieu, entoure le village de Bénonces. Je me plais à laisser encore la parole au savant collaborateur de la carte géologique. « La bande ainsi formée comprend, au nord de Bénonces, le chaînon coté 850, entre le bois de Chasse et le bois de Cuny; les couches plongent vers l'est, dans la même direction que celles de la bande suivante à l'est. Vers le sud, l'affleurement de cette bande est plus ou moins caché par la boue glaciaire jusqu'à la gorge de la Brivaz. A partir de ce point et du hameau de Vercraz, les couches de la moitié occidentale de la bande s'infléchissent de plus en plus vers l'ouest. Ainsi prend naissance le pli anticlinal le plus occidental de la région¹; ce pli, rompu du côté est par la faille orientale de Bénonces, se poursuit par les montagnes du Taintinet et de Saint-Benoît. Entre ces deux montagnes, au niveau de Groslée, l'anticlinal du Taintinet est ouvert par l'érosion jusqu'au Bathonien moyen, formant ainsi un cirque élevé au fond duquel se trouve le lac de Crotel. En ce point les couches sont verticales sur les deux côtés du pli². »

De cette deuxième bande faillée jusqu'au Rhône, il n'y a que des terrains disloqués, hachés de failles généralement orientées nord-ouest-sud-est. La plus occidentale d'entre ces failles est celle qui se manifeste au sud-est de Montagnieu; peut-être doit-on la prolonger au nord-ouest et la rattacher au faisceau qui longe le Rhône et traverse Villebois, Souclin, Saint-Sorlin et Lagnieu.

XXI. — Accidents tectoniques compris entre l'Ain et la limite occidentale du Jura. Cette région, qui a une largeur moyenne de 10 kilomètres, présente des plissements très nets, qui se décomposent en deux syncli-

1. M. Riche a signalé depuis une nouvelle bande plus occidentale, prenant son origine entre Montagnieu et Briord. *B. S. C. G.*, n° 69, avril 1899.

2. Toutes les citations entre guillemets sont tirées des notes publiées par M. A. Riche dans les *Bulletins du service de la carte géologique française* (Comptes Rendus des collaborateurs, 1897-1910).

naux et deux anticlinaux principaux. Le premier synclinal est celui que suit la rivière d'Ain de Serrières à Poncin; il est suivi à l'ouest de l'anticlinal de Corent. Un anticlinal secondaire se détache vers le signal de Hautecour et s'en va vers Bolozon. Entre cet anticlinal et l'anticlinal précité de Grand-Corent se trouve le synclinal secondaire de Hautecour-Romanèche-Cize. Le second synclinal est celui du Surand, compris entre le Corent et le Nivigne ou Revermont extérieur. La limite entre la Bresse montagneuse et la Bresse plane est constituée par l'anticlinal Dancia-Saint-Martin-du-Mont, qui détache vers Rignat un petit anticlinal secondaire qui meurt au hameau de Dhuys et qui sert de limite orientale au synclinal secondaire Montmerle-Drom-Ramasse.

XXII. — *Accidents tectoniques de l'île Crémieu*. Depuis longtemps Charles Lory a remarqué que le plateau de Crémieu était bordé par trois failles qui contribuent à lui donner une forme triangulaire : la plus occidentale c'est la faille de la Balme-Hières-Crémieu; celle de Saint-Hilaire-de-Brens tourne brusquement vers le nord pour traverser le village de Trept et, après un parcours fort sinueux, aboutit au hameau d'Amblérieu, entre la Balme et Hières. D'Amblérieu part ensuite une faille rameuse qui va se perdre un peu au sud-est du village de Chapieu; la faille la plus orientale, ou faille de Villebois, met en contact le Lias inférieur à l'est et le Bathonien supérieur à l'ouest. M. Riche a de plus signalé une autre faille qui traverse la forêt de Séverin et se dirige sur Egnieu, près de Bouvesse. Des renseignements particuliers de ce même savant me permettent de dire qu'il existe deux plis, de minime importance il est vrai, dans l'île Crémieu, mais qui confirment ce qui a été dit de son intime connexion avec le Jura.

Tels sont, esquissés dans leurs grandes lignes, les principaux accidents tectoniques de la région; nous avons essayé de les reporter sur une carte (fig. 7) afin de mieux saisir la façon dont ils se groupent, et d'être plus à même de les comparer avec les grands traits du relief géographique.

II. — INFLUENCE DE LA TECTONIQUE SUR LES FORMES DU TERRAIN

Rien de plus facile que de se rendre compte de l'influence de la tectonique sur les formes du terrain en comparant entre elles la carte tectonique et la carte de répartition des familles de formes géographiques dans le Jura méridional. Cette influence étant d'une netteté indiscutable pour la

plus grande partie du pays, composé d'une série de montagnes et de vallées d'altitude croissante et de directions sensiblement parallèles; chaque montagne correspond à une grande voûte anticlinale, et chaque vallée à un large synclinal.

Dans le triangle Virieu-le-Grand-Cordon-Ambérieu, ce sont des failles en gradins qui ont déterminé sur le flanc occidental du massif du Molard de Don une série de sillons longitudinaux et qui produisent, elles aussi, concurremment avec les plis, des vallées étagées et parallèles, masquées en partie par des apports glaciaires ultérieurs. La coupure la plus septentrionale, la cluse de Bellegarde à Nurieux, a manifestement été influencée par les accidents tectoniques magistralement décrits par M. Riche. Il y a toute une série d'abaissement d'axes et d'étirements qui constituaient, à l'est et à l'ouest de Saint-Germain-de-Joux, une zone de moindre résistance. Il en est de même aux environs de Virieu-le-Grand et de Culoz pour la cluse de Culoz-Ambérieu. Il n'est pas jusqu'aux formes plus complexes des Hauts Pays des Molunes et de Retord, de la zone bordière de la rive gauche de l'Ain, du bassin de Belley et de l'île Crémieu, qui ne soient en partie expliquées par la tectonique. Les Hauts Pays apparaissent comme des régions où les accidents géologiques sont d'une densité extraordinaire pour le Jura : cassures, failles, anticlinaux et synclinaux se pressent les uns contre les autres. Le bassin de Belley prend l'allure d'un compartiment effondré surtout vers Pugieu, où disparaissent de nombreux accidents tectoniques; il est regrettable que des placages d'alluvions rendent difficile pour le moment de vérifier l'allure des couches le long de la chaîne du Tournier-Parves; en tout cas, la raideur des assises, coupées comme au couteau sur le bord occidental, laisse supposer qu'une partie de la voûte est ensevelie en profondeur. Il doit y avoir là quelque chose d'analogue à ce qui se passe sur la bordure occidentale du Jura de Coligny à Crémieu, où la faille bordière bressanne explique le surgissement si brusque et si caractéristique de la chaîne, ce qui amène à supposer qu'il pourrait en être de même sur la lisière orientale de Gex à la cluse de Malpas. L'île Crémieu est un morceau effondré du Jura sillonné sur chaque bordure de failles importantes. Enfin, les failles jouent encore un très grand rôle dans l'allure tourmentée de la bande qui longe la rive gauche de l'Ain. En somme, l'on peut dire que les grands traits de la géographie du Jura méridional sont calqués sur les principaux accidents géologiques, et cela partout, au nord comme au sud, à l'est comme à l'ouest.

L'accord si net entre les grandes lignes de la topographie et les principaux traits tectoniques se retrouve parfois dans les accidents de moindre importance. Rien de plus décisif à cet égard que l'étude de l'influence générale sur les formes du terrain, des inflexions, des terminaisons des axes synclinaux ou anticlinaux ainsi que des failles à rejet.

Vu des hauteurs des chaînes orientales, le Bugey apparaît comme un vaste plan incliné vers l'ouest; cet aspect s'explique en partie par ce fait, depuis longtemps établi par Thurmann, que les failles ont le regard français. On peut se figurer la masse des assises du Jura comme composée de bandes longitudinales plissées, séparées les unes des autres par des cassures et des failles de telle façon que la bande la plus élevée est régulièrement celle qui se trouve le plus à l'est.

Aux abaissements d'axes des anticlinaux correspondent naturellement des ensembles dans les montagnes. Un des accidents les plus curieux, qui semble être assez fréquent dans le Bugey, est celui qu'on peut désigner sous le nom de dédoublement. Généralement on voit naître ou se terminer un anticlinal d'une manière régulière : les couches s'enfoncent ou se relèvent graduellement de tous côtés : c'est ce que l'on appelle une terminaison ou une naissance périclinale. L'extrémité septentrionale de la montagne des Princes en donne un fort bon exemple. D'autres fois, à un moment donné, l'anticlinal se divise et se dédouble : une moitié de la voûte peut se continuer plus loin sur un assez long parcours, comme cela se produit pour le Reculet-Vuache et l'extrémité méridionale des Joux-Noires, tandis que l'autre s'affaisse brusquement pour ne plus reparaitre; il arrive aussi que les deux moitiés de la voûte continuent durant un certain temps, généralement assez court, comme on le voit à l'extrémité méridionale de la chaîne de l'Épinc, et disparaissent brusquement comme si elles étaient effondrées. Les abaissements d'axe et les terminaisons périclinales ouvrent des voies d'accès au travers de la barrière compacte constituée par les chaînons du Jura. De même, entre les moitiés des voûtes résultant du dédoublement, se constituent des formes particulières, dont la plus typique a été décrite par M. Schardt¹ (cirque de Longera).

Les synclinaux offrent des accidents analogues; de plus, ils finissent généralement en pointe à leurs deux extrémités et affectent assez souvent une forme amygdaloïde. C'est cette dernière forme qui se retrouve, plus ou moins atténuée, dans certaines vallées du Bugey.

Quelle conclusion tirer de cette concordance vraiment frappante entre les grands traits de la topographie et les grandes lignes tectoniques, si ce n'est que le Jura méridional est dans son entier un pays où il y a accord, harmonie entre la géologie et la géographie? Par suite de circonstances que les chapitres suivants apprendront à connaître, les influences exté-

1. H. SHARDT. *Logo cit.*

rieures, telles que les divers agents d'érosion, n'ont pas eu le temps de faire disparaître les traces des directions tectoniques; bien qu'elles se soient exercées avec une grande intensité, les forces destructives du relief géologique n'ont pas pu venir à bout de leur entreprise, et c'est pourquoi le Bugey, malgré les assauts qu'il a subis et qui auraient dû lui donner une physionomie presque sénile où n'apparaîtraient plus les traits tectoniques, est resté un pays d'aspect relativement jeune.

Dès maintenant, il devient possible de caractériser chacun des groupements de formes topographiques du Jura méridional, par un trait spécial qui servira à les reconnaître et à les dénommer. La plus grande partie du pays est constituée par une succession de montagnes et de vallées alignées qui répond à la succession d'anticlinaux et de synclinaux qui font du Jura méridional un excellent type de chaîne plissée. L'élément qui nous semble distinctif est le val, d'où le nom donné à cet ensemble de pays où ce val devient la forme caractéristique du terrain. C'est cette région qui sera décrite en premier lieu.

Les hauts pays des Molunes et de Retord, qui correspondent à un développement plus accentué des plissements et des fractures, sont des régions où la combe, véritable, ou ressemblant à s'y méprendre à l'élément ainsi dénommé par Thurmann, est véritablement le trait caractéristique, comme le fera voir l'analyse détaillée et comme il est facile d'en juger par l'inspection des cartes et la considération de la toponymie locale. Dans le triangle Virieu-le-Grand-Cordon-Ambérieu, prédomine l'influence des bandes plissées et faillées, alignées du nord-ouest au sud-est; c'est le massif du Molard de Don. Topographiquement, le bassin de Belley est une dépression enclavée dans le massif du Jura; il semble bien qu'il en est de même au point de vue tectonique. La zone bordière de la rive gauche de l'Ain et de la plaine bressanne, de Poncin à Ambérieu, laisse voir l'influence des failles à grand rejet fort communes dans la région.

Cet ensemble sera passé en revue dans un même chapitre, qui précédera celui qui sera consacré à l'étude des grandes coupures Bellegarde-Nurieux Culoz-Ambérieu, ces accidents n'étant autres que des cluses composées (fig. 4).

CHAPITRE IV

RÉGIONS OU LE VAL DEVIENT UNE FORME CARACTÉRISTIQUE

Le parallélisme des chaînes et des vallées qui constituent la majeure partie du Bugey étant souvent en défaut, de ce fait, bien accentué dans les régions où le val devient, dans leurs formes, l'élément caractéristique, réside la possibilité d'y introduire des subdivisions. Chacune d'elles se spécifie par un mode d'orientation de leurs plis différents.

Dans l'ensemble du Bugey ces plis s'alignent suivant trois principales directions. La première, N. 30° E., est celle prise par les chaînons du Reculet et du Chalam qui enserrent le val Chézery où s'écoule la Valserine. A cette direction se substitue bientôt ensuite une orientation inverse N. 30° W., affectée par le Chalam dans sa terminaison vers le sud, ainsi que par le Credo et le mont Vuache. Dans le prolongement immédiat du Reculet, cette région s'étendant en majeure partie sur le *Pays de Gex*, c'est sous ce nom que nous la désignerons.

En descendant ensuite plus vers le sud, c'est un alignement N.-S. qui domine aussi bien dans les chaînes extérieures du Grand-Colombier, du Gros-Foug et celles plus intérieures du Planachat, des Joux-Noires, des Joux-Blanches, des monts Berthiant, ainsi que dans les vals successivement intercalés, du Rhône en aval de Seyssel, du Valromey, du Brénod-Hauteville, arrosé par l'Albarine, de la combe du Val et du synclinal d'Oyonnax-Montréal où coulent en sens inverse le Borrey et l'Ange, puis finalement celui d'Izernore que traverse l'Oignin. C'est cet ensemble qui constitue le *Haut-Bugey*, avec comme enclave la région des *Molunes-Retord*. Enfin, plus à l'ouest, au delà de la rivière d'Ain, les deux chaînes en bordure de la zone du *Revermont* qui encadrent le Suran, après s'être montrées orientées au début de leur trajet N. 20° E., reprennent à la fin, comme leurs voisines dans le Haut-Bugey, une direction N.-S.

Le pays de Gex, le Haut-Bugey et le Revermont, telles sont donc les trois régions dont nous allons maintenant examiner successivement les formes topographiques.

I. — LE PAYS DE GEX

Ce pays, dans le sens large du mot tel que nous le comprenons, est susceptible d'une subdivision transversale en trois parties. Telles sont, en partant de l'est, la bordure occidentale de la plaine helvétique, la chaîne Reculet-Vuache, le val très allongé de Mijoux-Lelex-Chézery, où est venue se loger la Valserine et en porte le nom.

Pour bien saisir l'allure générale de la vaste cuvette comprise entre les Voirons, le Salève, le Vuache et le Reculet, il faut jeter un coup d'œil sur une carte hypsométrique montrant les relations du réseau hydrographique actuel avec les courbes de niveau. Dans ce cas, on remarque que les collecteurs principaux sont constitués par le lac de Genève et le Rhône. Laissant de côté le premier, qui, dans les limites de cette étude, ne reçoit guère que la Versoix, si on examine le cours du Rhône, on est de suite frappé par l'allure de son tracé de Genève au Pas de l'Écluse. Sa direction est sensiblement celle de la bissectrice de l'angle du sommet d'un triangle isocèle marqué par Gex, Chevrier, Sales, et dont les côtés égaux suivent le pied des chaînes bordières de la dépression. Les versants de la vallée principale sont par suite symétriques, et cette symétrie se traduit fort bien par l'équidistance des courbes de niveau de la rive droite et de la rive gauche au fond du thalweg.

Dans ces conditions, les principaux affluents du Rhône devraient offrir aux regards une direction sensiblement parallèle à la base Gex-Sales. Or, il n'en est rien : dans le pays de Gex comme dans le Génevois, on constate la prépondérance acquise par des directions tout à fait différentes et apparaissant comme des lignes de concentration où les eaux tendent à se réunir avant d'aller rejoindre le fleuve. Sur la rive droite, en effet, les eaux s'amassent suivant une ligne nord 30° est jalonnée par le tronçon supérieur de la Versoix, du Lion et des parties moyennes du cours de la London et de la Groisse. Sur la rive gauche, la ligne collectrice des eaux torrentielles est dirigée de l'est à l'ouest, comme le montrent le tracé moyen de l'Aire de Saint-Julien et celui inférieur de l'Aire de Chancy. A la vérité, les tronçons inférieurs de la London et de la Groisse sont presque normaux au cours du Rhône, mais dans cette partie de leur cours ces rivières ne reçoivent aucun affluent, elles coulent dans des gorges

étroites, encaissées, où elles arrivent par des coudes très accentués qui changent totalement l'orientation qu'elles suivaient depuis de nombreux kilomètres.

Il semble possible de rendre compte de ces particularités en supposant que le pied oriental du Jura, avant les invasions glaciaires, était longé par une rivière de bordure qui débouchait dans la vallée de Bellegarde par le défilé de l'Écluse. Le cours de cette rivière s'est trouvé interrompu par des matériaux morainiques, et, lors du retrait définitif des glaces, l'ancien chenal ne fut pas reconstitué dans son entier. Les ruisseaux qui descendent des pentes du Reculet tendaient à prendre la direction du sud-ouest, suivant l'ancienne inclinaison du thalweg; et c'est ainsi que sont établis les cours supérieurs de la Versoix, du Journans, de la London et de la Groisse. Pendant ce temps-là, d'autres cours d'eau, situés sur le versant oriental de l'ancienne vallée longitudinale parallèle au Jura, réussissaient, grâce au niveau de base très proche du Rhône et à la facilité de l'affouillement de la mollasse, à pousser leurs sources jusqu'aux nouveaux thalwegs des rivières précitées, et alors se produisirent des phénomènes de capture et les coudes consécutifs suivant lesquels les eaux du Pays de Gex se rendent au fleuve qui sort du lac de Genève.

Quoi qu'il en soit de cet essai de reconstitution du réseau hydrographique et d'explication des directions actuelles des affluents principaux du Rhône, il n'en reste pas moins que toute la dépression comprise dans le triangle Gex-Chevrier-Sales est remarquablement symétrique de part et d'autre du Rhône, de Genève à l'Écluse. La courbe de 600 mètres enveloppe presque complètement les côtés sensiblement égaux Gex-Chevrier et Chevrier-Sales. Elle n'est interrompue qu'en deux endroits : entre les Voirons et le Salève, entre le Vuache et le Reculet. Ces deux ruptures ne sont pas semblables entre elles; tandis que le passage Sales-Étrembières, dans la vallée de l'Arve, est large avec des flancs bien modelés, comme le montrent l'éloignement et l'espacement des courbes, le pas de l'Écluse est étroit et possède des flancs relativement abrupts. Cela tient, en partie tout au moins, à l'inégalité des actions glaciaires qui se sont exercées en ces deux endroits. D'abord tout le glacier de l'Arve a traversé, au moins à deux reprises, le premier défilé, tandis que le second n'a laissé s'écouler que le fleuve glacé formé par la réunion des glaces du Rhône et de son affluent savoisien; mais ce fleuve était amoindri, car une branche très importante se dirigeait vers le nord-est. Ensuite la vitesse du glacier de l'Arve à son débouché dans la plaine suisse, entre

des rives parfaitement tracées et sans angle appréciable, devait être considérable, tandis que les glaces qui traversèrent le défilé de l'Écluse étaient manifestement dans un angle mort du glacier rhodanien et ne jouissaient que d'un écoulement à vitesse modérée. Enfin, le gros des glaces passait par-dessus le Vuache et allait buter contre les hautes régions du Colombier; le glacier de l'Arve, au contraire, devait être resserré entre le Salève et les Voirons, par conséquent mis en demeure d'affouiller pour assurer sa marche en avant.

Sur tout le pourtour de cette région subjurassienne, de Gex à Étrembières, en passant par Chevrier, le long du Reculet comme sur les pentes du Vuache et du Salève, la zone comprise entre les courbes de 600 et de 800 mètres est celle où se trouvent réunies presque toutes les sources des affluents du Rhône dans cette contrée. Ce fait est d'autant plus remarquable qu'il y a au-dessus de cette zone de vastes étendues de terrain comprises entre 800 et 1.600 mètres dans la chaîne du Reculet, entre 800 et 1.000 mètres dans le Vuache, entre 800 et 1.400 mètres dans le Salève. Lors des pluies torrentielles ou de la fonte des neiges, de rares bassins de réception d'eaux sauvages fonctionnent pendant quelques heures ou quelques jours, mais sans produire des cônes de déjection importants. Tout semble se passer comme si les eaux des torrents élevés étaient absorbées avant d'arriver vers la zone limite de 800 mètres. Seul, le Journans a réussi à pousser ses eaux de tête plus haut et à se creuser une gorge profonde et relativement élevée entre la Faucille et le Colomby. Plus au sud, sur les pentes du Credo, des ruisseaux presque toujours à sec, tels que le ravin de la Vie des Vaches ou de la Raille, par suite de circonstances exceptionnelles, sont susceptibles de produire des effets plus considérables. Témoin ce qui arriva le 5 janvier 1883, où une masse de débris glaciaires arrachés par une crue terrible du dernier de ces torrents aux flancs de la montagne sur laquelle est bâti le Fort de l'Écluse, barra le cours du Rhône et le fit remonter jusqu'à Chancy, entraînant avec elle le ballast de la voie ferrée.

Il est possible de se rendre compte, dans une certaine mesure, de la localisation des sources entre les courbes de 800 et de 600 mètres le long du pied oriental du Reculet. Pour cela, il suffit de jeter les yeux sur les cartes géologiques ou sur les profils du pays de Gex. On y voit que les dépôts glaciaires montent assez haut le long des pentes du Jura, sur lesquelles ils forment des placages plus ou moins épais. La carte géologique de Saint-Claude, notamment, permet de distinguer trois bandes superpo-

sées. La plus inférieure forme la nappe continue sur laquelle sont installés les villages; sa limite supérieure est voisine de 600 mètres. Au-dessus, se suit une seconde bande comprise entre 650 et 700 mètres, qui porte, elle aussi, quelques habitations humaines, des hameaux ou des fermes isolées. La plus élevée de ces traînées d'alluvions glaciaires est plus morcelée que la précédente; elle est située entre 800 et 900 mètres et remonte, jusque vers 1.100 et 1.200 m., le long des échancrures de peu d'importance qui sillonnent le flanc du Reculet. D'autre part, on constate que le contact entre ces formations glaciaires et les couches urgoniennes présente sur les cartes géologiques des indentations curieuses entre Crozet et Farges : on voit les assises urgoniennes envoyer des apophyses plus ou moins longues au sein de la nappe morainique située plus à l'est. Les eaux qui ruissellent sur les bandes les plus élevées finissent par se concentrer dans les rigoles, qui, en approfondissant leur lit, ont décapé les roches urgoniennes de leur couverture glaciaire. A ce moment se produisent de nombreuses résurgences; entre 700 et 600 mètres, en effet, sortent des couches calcaires des sources abondantes et très froides à température constante; telles sont celles de Divonne-les-Bains et de Thoiry. Il semble donc que le travail de déblaiement devrait se poursuivre avec intensité vers l'aval. Il n'en est rien, car à mesure qu'une surface calcaire se découvre, malgré l'appoint des résurgences, le volume des eaux qui cheminent à ciel ouvert n'est pas augmenté durant la traversée des roches urgoniennes; au contraire, il est diminué par suite de l'absorption exercée par de nombreuses fissures, ce qui fait que la force érosive du torrent s'affaiblit très vite et ne suffit pas à entamer sérieusement la couche d'alluvions située en contre-bas. Plus en aval, les eaux qui ruissellent sur les pentes recouvertes d'un manteau glaciaire assez imperméable finissent par donner assez de vigueur aux torrents, qui, au voisinage de la frontière suisse, se sont entaillés des lits dans la mollasse. Cette série de faits illustre le processus particulier de l'érosion dans les pays calcaires fissurés, plus ou moins colmatés par les dépôts glaciaires. Les sources sont liées à la présence des alluvions morainiques qui obturent les fissures de la roche sous-jacente et empêchent l'eau de s'infiltrer immédiatement en profondeur. Lorsque, pour une cause ou pour une autre, le revêtement alluvionnaire a disparu, les eaux qui arrivent au contact du calcaire sont absorbées en quantité considérable; l'érosion subaérienne perd de sa vigueur, pour ne reprendre avec force que lorsque des conditions plus favorables se présenteront.

Des considérations analogues expliqueraient aussi la localisation des sources le long du flanc oriental du Vuache ; le néocomien et l'urgonien ne présentent aucun filet d'eau, et ce n'est qu'à une certaine distance de ces roches calcaires, au sein des alluvions glaciaires, qu'apparaissent de nombreux ruisseaux.

Il est regrettable qu'il n'y ait pas une classification exacte des différents dépôts d'alluvions qui tapissent les pentes orientales du Jura ; jusqu'à présent, on sait que les deux glaciations Rissienne et Würmienne ont laissé leurs traces dans cette région, mais on n'est pas encore parvenu à les distinguer nettement : par suite, il est impossible de tirer des conclusions plus précises relativement aux phénomènes qui ont dû se passer dans l'intervalle Riss-Wurm et qui ont pu laisser des traits qui subsistent encore dans le relief actuel. Ce que l'œil observe maintenant dans toute la plaine gessienne, ou mieux dans toute la dépression sub-jurassique, n'est que le résultat d'un mélange inextricable de matériaux d'alluvions de toutes formes et de toutes dimensions. Seuls, les grands traits généraux, tels que l'orientation des branches maîtresses du réseau hydrographique, la localisation des sources entre des limites données, peuvent être mis en évidence.

La chaîne du Reculet-Vuache. — La première chaîne du Jura, la plus intérieure, celle du Reculet-Vuache, magistralement décrite au point de vue géologique par M. H. Schardt¹, commence au nord de la Dôle et se continue jusqu'à la Balme de Sillingy. Ainsi comprise, elle a une longueur de près de 80 kilomètres. Il est facile de trouver des divisions naturelles dans cette longue barrière rocheuse qui sépare la plaine helvético-savoisienne du reste du Jura. En ne s'occupant que de la partie qui fait l'objet de cette étude, on reconnaît du premier coup d'œil que la direction de cette chaîne n'est pas unique : tout d'abord, elle est orientée approximativement N. 30° E. jusqu'au chalet de la Poutouille, ou mieux jusqu'au point coté 1.463 sur la carte de l'état-major ; puis, elle passe à la direction N. 30° O., de telle sorte que l'angle que font entre elles ces deux orientations est de 120°. Il y a là certainement un fait digne de remarque, surtout si l'on prête attention à la grande continuité qui est la règle dans les directions des chaînes du Jura.

A. Chaîne orientée N. 30° E. de la Faucille au delà du chalet de la Poutouille (long. 22 k.). — Tantôt les sommets sont placés sur une arête

1. H. SCHARDT. *Etudes géologiques sur l'extrémité de la première chaîne du Jura*. Bull. Soc. Vaudoise Sc. nat., 3^e sér., XXVIII, p. 69-157, 1891.

culminante étroite, tantôt au contraire ils émergent au-dessus d'une plate-forme assez étendue, de sorte que la région des sommets est relativement assez élargie, d'où trois parties différenciées : 1° de la Faucille au mont Colomby de Gex ; 2° du mont Colomby au Reculet ; 3° du Reculet au point coté 1.463.

1° *La Faucille Colomby de Gex* (long. 5 k.). — Le point culminant de cette partie de la chaîne est le Montrond (1.600 m.). La ligne de faite croît insensiblement pour décroître avant de se relever à l'approche du mont Colomby. Le flanc occidental de la voûte est assez intact et descend en pente assez douce jusqu'à 1.200 m. sur une longueur comprise entre 1.000 et 1.500 mètres. A cette altitude s'opère une chute brusque et presque continue vers le thalweg de la Valserine qui se trouve à la hauteur de 950 mètres (fig. 8).

Le flanc oriental est entamé par les sources du Journans. Le bassin de

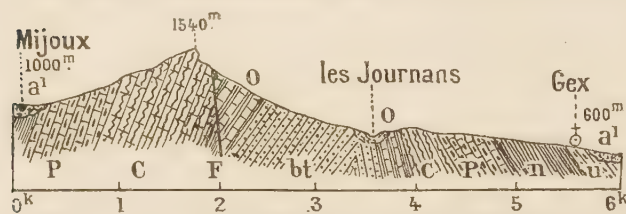


FIG. 8. — Coupe schématique au 1/60.000 de Mijoux à Gex au travers de la chaîne du Jura méridional.

(D'après la carte géologique détaillée au 1/80.000, feuille de Saint-Claude.)

réception de la portion supérieure de ce torrent a creusé une immense cavité dans la masse de la première chaîne du Jura. Il est probable que l'érosion a été fortement aidée dans son travail par l'allure tectonique

des couches qui, de la Faucille au Colomby, manifestent un déversement vers l'est.

2° *Colomby-Reculet* (long. 9 kil.). — C'est la partie où la chaîne est à la fois le plus large et le plus élevée. Tout d'abord la symétrie des versants est presque parfaite, puis elle s'altère quelque peu en se dirigeant vers le sud.

Les plus hauts sommets (Colomby de Gex, 1.691 m.; Montoisey, 1.671 m.; Crêt de la Neige, 1.723 m.; Reculet, 1.620 m.) paraissent surajoutés à une montagne d'importance considérable. Il est facile de se rendre compte de cette disposition en allant de Crozet à Lélex par le col de Crozet et la Catheline; à droite et à gauche, arrivé au col, on a de vraies petites montagnes massives qui dominent les pâturages rocaillieux sur lesquelles on chemine pendant plus d'un kilomètre. De même, si l'on s'engage dans une traversée longitudinale de la chaîne, du Colomby au Reculet, par exemple, l'œil distingue à peine le plus haut sommet, le Crêt de la Neige,

au milieu des nombreuses saillies dont il est entouré. Cet aspect spécial n'est pas dû, de l'avis de M. Schardt¹, à la présence de plissements secondaires ajoutés à celui de la voûte tout entière et se traduisant à l'exté-

rieur : « Dans toute cette longueur (Dôle-Credo), dit le savant professeur, la chaîne du Jura a le même caractère orographique. C'est une voûte compliquée à son sommet par un double repli qui ne se traduit pas dans le relief extérieur de la chaîne. » Il y a donc lieu de voir dans l'érosion le facteur principal de cette topographie singulière, comportant de petites vallées longitudinales orientées dans le sens des plis et des vallons transversaux qui découpent les régions élevées de la montagne (fig. 9). Toutes ces hautes vallées sont actuellement des vallées sèches. Il est intéressant de noter la présence de pareilles formes du terrain dans la première chaîne du Jura, car ce



FIG. 9. — Fragment de la carte d'état-major au 1/50,000 réduit de moitié et montrant la topographie des hauts sommets de la première chaîne du Jura méridional.

Vallées sèches longitudinales et transversales. — Plate-forme de 1.400 à 1.600 mètres. — Découpage de la ligne de faite.

phénomène curieux apparaît fréquemment dans tout le Jura méridional; si bien qu'on peut le regarder à juste titre comme caractéristique de la forme des hautes croupes. Dès lors, il devient nécessaire de rechercher quelles causes ont pu déterminer une semblable topographie.

1. H. SCHARDT. *Loco cit.*, p. 6.

A première vue, il semble que les régions élevées de la première chaîne du Jura ont possédé autrefois un système de drainage composé d'artères longitudinales et transversales. Ces artères pourraient très bien avoir produit l'aspect actuel. S'il en a été ainsi, l'aspect si particulier des hautes régions comprises entre le Colomby et le Reculet tiendrait à l'existence d'un cycle d'érosion antérieur à celui qui est en vigueur aujourd'hui.

D'autre part, le système de vallées sèches longitudinales et transversales est établi au sein de roches calcaires soumises à l'influence de l'érosion souterraine, ce qui revient à dire que la topographie spéciale des hauts sommets peut devoir, au moins en partie, son origine à des phénomènes karstiques. Les vallées sèches seraient des polje.

De la sorte, il est possible de donner deux explications de ces formes des hautes régions. Mais aussi, comme elles doivent, ainsi qu'il a été dit plus haut, se rencontrer très souvent dans le Jura méridional, au point de devenir la caractéristique des hauts sommets, il nous semble utile d'indiquer dès maintenant comment on doit envisager l'évolution de l'érosion souterraine dans ce pays.

Le Jura méridional, dans son ensemble, est un pays plissé assez régulièrement. Ses couches, disposées en ondulations d'assez grande amplitude, sont tantôt calcaires, tantôt marneuses, tantôt formées de marno-calcaires où la perméabilité est assez variable. Les plis sont disposés suivant une direction que, pour plus de généralité, on peut supposer être sensiblement N.-S. Théoriquement, les eaux qui tombent à la surface de ces plis, que l'on peut admettre recouverts d'une couche perméable, semblent devoir s'infiltrer dans la masse sous-jacente, jusqu'à la rencontre d'une couche imperméable qui les arrête dans leur descente. La question est de savoir si, dans un pareil mouvement de descente, les eaux peuvent produire des vallées longitudinales plus ou moins parallèles à l'axe des plis.

Sa solution dépend du pendage des couches le long de l'axe et normalement à cet axe. Il est bien évident que, vers les ensellements, il peut y avoir un essai de drainage souterrain longitudinal, mais ce n'est qu'un cas très rare, et, en règle générale, les eaux nous semblent devoir chercher leur chenal perpendiculairement à l'axe des voûtes; ce qui revient à dire que l'érosion karstique doit exercer surtout son influence sur les flancs des chaînes.

C'est en effet ce que l'on constate dans la partie orientale du Jura. Dans le Reculet et dans la chaîne du Colombier en particulier, on rencontre souvent des formes d'érosion souterraines spéciales appelées « lésines »

par les gens du pays. Ces lésines sont des crevasses plus ou moins larges qui sillonnent les flancs des voûtes perpendiculairement à l'axe sur d'assez grandes longueurs. Il arrive souvent des accidents; des hommes ou des animaux tombent dans ces fentes du terrain, et il est assez difficile de les en retirer. La profondeur des lésines varie en effet beaucoup. Sans vouloir admettre les affirmations de certains bergers qui prétendent avoir entendu pendant plus de dix minutes le bruit d'une pierre jetée dans un de ces abîmes, il faut reconnaître que quelques-uns peuvent dépasser une cinquantaine de mètres. Dès lors, on comprend que la neige s'y accumule pendant l'hiver, et que l'été il s'y produise des glaciers naturels comme celles des environs de Songieu. Par leurs formes et par leurs dimensions, ces lésines ne peuvent rentrer dans la catégorie des diaclases, et comme il arrive que l'on peut se rendre compte qu'il y coule de l'eau, on est amené à penser qu'il y a là une forme spéciale du modelé karstique dans les pays plissés.

Le développement des lésines amène naturellement les eaux dans les synclinaux situés entre les voûtes, et il doit arriver un moment où le synclinal est inbibé; c'est alors que se produisent des sources, des résurgences. Ce simple procédé explique ce fait que les dolines et les entonnoirs semblent affectionner les jonctions de pente entre les flancs des voûtes et la plaine synclinale. C'est évidemment en ces endroits que passent la plus grande quantité des eaux, et les effets d'érosion interne doivent être très intenses.

Les choses vont tout autrement dans les régions où les plis sont moins accentués; il peut se former une nappe aquifère au contact des couches perméables et imperméables, et cette nappe peut parfois manquer d'écoulement. Ces cas sont très rares dans le Jura, où il y a en général des pentes suffisantes pour permettre aux eaux souterraines de trouver un échappement. C'est pourquoi nous avons cru devoir insister sur les conditions particulières de l'érosion souterraine dans les pays plissés et du développement des lésines.

Quant aux vallées sèches des hauts sommets, elles sont loin de pouvoir être attribuées à de pareils effets; elles deviennent l'œuvre d'eaux courantes circulant à l'air libre.

Le découpage des hautes régions par les vallées sèches produit des inflexions assez notables dans la ligne de faite. Ces inflexions sont visibles sur la carte d'état-major et sont beaucoup plus sensibles lorsque l'on fait le trajet de la Faucille au Credo.

Néanmoins, le caractère de haute barrière, si manifeste lorsque l'on regarde de Genève vers l'ouest, n'est pas altéré, parce que nulle part les dénivellations n'atteignent plus de 300 mètres. Sur une voûte énorme de 1.400 mètres d'altitude moyenne, sont disposés, à des distances variables, de petits massifs de 50 à 300 mètres de hauteur, qui, vus à distance et d'en bas, n'interrompent presque pas la continuité de l'aspect sensiblement rectiligne de la ligne de crête. Grâce à cette disposition de collines plus ou moins hautes sur un socle considérable, les pentes comprises entre 1.700 et 1.400 mètres sont beaucoup plus douces que celles qui leur font suite, en particulier que celles de 1.200 à 1.000 mètres, qui continuent à avoir une raideur toute particulière.

3° *Du Reculet au point coté 1.463, au sud du Chalet de la Poutouille* (long. 8 k.). — La chaîne perd en hauteur, et la largeur des parties élevées est considérablement diminuée. Jusque vers 1.400 m., la pente des deux versants est très raide; vers les sommets devenus très étroits, comme on peut s'en rendre compte au passage du Gralet, elle s'adoucit un peu; le maximum est toujours atteint entre 1.000 et 1.200 m. Ce fait, constaté à trois reprises différentes, frappe évidemment l'esprit. L'inspection de la carte géologique n'en donne pas l'explication immédiate. Dans les deux dernières sections, la voûte a ses sommets constitués par de l'astartien coralligène, et ses flancs par du ptérocérien. M. l'abbé Bourgeat, dans la notice explicative de la carte géologique détaillée de Saint-Claude, déclare que « vers les hauts sommets on ne rencontre qu'une puissante série de calcaires, depuis l'oxfordien jusqu'au purbeckien ». Il devient difficile de comprendre pourquoi les pentes des versants supérieurs à 1.300 mètres d'altitude sont en général beaucoup plus douces que celles des versants situés entre 1.200 et 1.000 mètres par exemple, bien que la nature des roches soit sensiblement la même. Dans la dernière section, le versant occidental est constitué en grande partie par des calcaires marneux oxfordiens, ce qui ne l'empêche pas d'être aussi raide que le versant oriental établi sur des marnes grumeleuses, ptérocériennes, et beaucoup plus accentué que ne l'est le sommet de la chaîne fait par du rauracien coralligène.

B. Chaîne orientée N. 30° W. — Dans cette partie il est facile de distinguer deux tronçons : l'un sur la rive droite du Rhône, l'autre sur la rive gauche.

1° *Chaîne située sur la rive droite du Rhône ou massif du Credo* (long. 7 k.). — C'est vers l'endroit où la seconde chaîne du Jura ou chaîne du Crêt de Chalam, après s'être soudée à angle droit, vient s'accoler à la

chaîne du pays de Gex que cette dernière change brusquement d'orientation. Cet accollement a pour résultat de produire sur le flanc occidental de la dernière chaîne du Reculet, depuis le chalet de la Poutouille jusqu'au sud de Confort, un empâtement considérable. Toutefois, ce dernier phénomène n'est pour rien dans le fait que le massif du Credo est considérablement élargi vers les hautes altitudes. Il y a là un contraste frappant entre ce qui se passe dans cette partie de la chaîne et celle qui la suit immédiatement vers le nord. Au contraire, il y a ressemblance avec le tronçon Colombier-Reculet. Les points culminants, tels que le Crêt de la Goutte (1.634 m.), et le Grand Credo (1.608 m.) sont situés eux aussi sur une plate-forme ondulée d'une altitude moyenne de plus de 1.400 m. La figure 10 montre que la largeur de la montagne à ce niveau est voisine

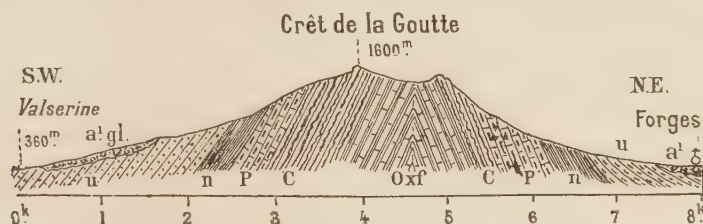


FIG. 10. — Coupe schématique au 1/60.000 de Vouvray à Farges à travers la première chaîne du Jura méridional.

(D'après la carte géologique détaillée au 1/80.000 [Nantua]).

de 2 kilomètres. Rien d'étonnant, dès lors, que la région des sommets soit accidentée par des vallons et des monticules. Ces derniers n'ont pas l'air aussi surajoutés que ceux qui accidentent la plate-forme Colombier-Reculet, les pentes descendent plus loin, et, comme la hauteur est moindre, elles sont plus douces. Ce qui constitue encore à accentuer cette différence, c'est qu'un tapis de verdure assez bien fourni recouvre les rochers dans le massif du Credo, tandis que dans celui du Reculet ils percent très souvent la maigre couverture végétale qui les tapisse à peine.

Sur le versant occidental, par suite de l'adjonction d'une partie de la chaîne du Crêt de Chalam, les pentes entre 1.400 et 1.000 m., et surtout entre 1.000 et 700 mètres, sont beaucoup moins raides que celles déjà décrites dans la première partie de la chaîne. Sur le versant oriental, tout en présentant la raideur ordinaire entre 1.400 et 1.000 mètres, elles semblent être beaucoup plus raides vers le sommet, qui est constitué par un mince ruban de calcaire corallien. Mais ce morceau de la chaîne

présente encore une singularité plus grande : à son extrémité méridionale il est fendu en deux parties qui suivent des fortunes bien différentes. L'une, la plus occidentale, s'abaisse en pente très douce du sommet du Credo (1.608 m.) jusque vers la cote de 1.200 m., et cela sur une longueur de près de 4 kilom. presque exclusivement dans le jurassique supérieur. Après ce parcours, il y a, toujours dans ce même terrain, une dénivellation plus accentuée qui l'amène vers l'altitude de 800 mètres en moins d'un kilomètre, et, enfin, elle se cache sous une épaisse couverture d'alluvions pour ne reparaitre que plus au sud, vers Léaz, dans un rocher à pic sur le Rhône. L'ensemble des pentes qui descendent du Credo aux alluvions est appelé le Sorgiaz, un des plus beaux points de vue sur la vallée de Bellegarde et la région de la mollassse savoisiennne. La branche orientale, bien nette à la hauteur du Plat des Roches, continue l'orientation N. 30° O., tandis que la branche précédente était dirigée N.-S. Les couches qui la composent plongent vers le sud, et par suite il se produit un abaissement général de la montagne, qui est entaillée profondément par le Rhône. Entre les deux branches s'étend la dépression au fond de laquelle est situé le hameau de Longeray. Presque tout entière dans l'oxfordien, recouverte par endroits de placards glaciaires, elle laisse apparaître un pointement de jurassique inférieur qui témoigne de l'activité de l'érosion aussi bien que de l'intensité de l'effort orogénique. Jamais plus qu'ici n'a été évident l'accord entre le relief topographique et le relief géologique. C'est de ce dernier, en effet, que relève tout particulièrement cette curieuse terminaison du Credo, anticlinal fendu en deux par une faille. L'érosion s'est exercée sur les marnes oxfordiennes; l'ablation superficielle et les ébranlements successifs ont réussi à faire reculer les deux lèvres, ainsi qu'à arrondir plus ou moins les contours, au point de leur donner l'aspect d'une sorte de demi-cirque; puis, comme résultat final, apparaît l'isolement des deux branches l'une de l'autre.

2° *Chaîne au sud du Rhône : Vuache, mont de Musiège, la Balme* (long. 13 k.). — Cette chaîne est la continuation de la branche orientale du Credo. Elle est limitée sur sa bordure orientale par la faille, si bien décrite par M. Schardt, qui au mont de Musiège passe du côté oriental. Après le mont de Musiège, les dépôts tertiaires et quaternaires interrompent pendant 8 kilomètres ce chaînon; il n'est possible de le retrouver que dans la montagne de la Balme de Sillingy, alignée elle aussi N. 30° W., et qui se termine périclinalement vers le sud après avoir offert à l'ouest un escarpement analogue à celui du Vuache. Les sommets

culminants de cette chaîne se trouvent plus près de son extrémité méridionale ou du mont de Musiège que du Rhône; il y a augmentation progressive d'altitude du nord vers le sud jusqu'au mont Vuache (1.111 m.), sur près de 7 kil., puis le faite se maintient vers plus de 1.000 mètres jusqu'au-dessus de Chaumont, dominant la cluse de Malpaz, qui permet au Fornant de traverser le Vuache avant de se jeter dans les Usses. C'est à partir de cette cluse, au moment où les couches venues du nord et sensiblement abaissées se relèvent vers le sud, que la faille bordière change de côté le long du mont de Musiège, qui n'a que 703 mètres de hauteur. La Balme de Sillingy offre une altitude supérieure : 844 mètres. La figure 11 traduit l'allure générale du Vuache, où l'on peut voir que les empâtements glaciaires ont adouci les pentes les plus basses de la falaise occidentale créée par la continuation de la faille du Credo, et que le contraste entre la raideur des pentes comprises entre 1.000 et 800 mètres et la douceur de celles qui viennent après est très intense. Il est très difficile de se rendre compte de l'allure des sommets et des ondulations de la ligne de crête, car toute cette montagne est recouverte de bois qui rendent les recherches bien difficiles. D'après la carte d'état-major, la ligne de faite apparaît comme légèrement dentelée; il y a comme des ébauches de cols ou de passages transversaux; les sommets, qu'ils soient dans le portlandien ou le néocomien, paraissent régulièrement aplanis.

En résumé, la première chaîne du Jura présente l'aspect d'une voûte assez accidentée, aux flancs assez raides, surtout entre 1.400 et 1.000 mètres. De plus, dans ses parties les plus élevées, cette voûte offre de larges plates-formes sur lesquelles se dressent des buttes isolées fournissant les plus hauts sommets.

Val de Mijoux-Lélex-Chézery. — La moitié occidentale du Reculet constitue l'un des versants du val Chézery; l'autre est formée par la retombée orientale de la chaîne du Crêt de Chalam. Ce val commence au nord par la vallée des Dappes, très étroite, ressemblant à une combe, et se termine au sud dans le bassin de Bellegarde. Sa marque caractéristique est d'être constamment étroit, d'une largeur à peu près toujours égale à elle-même. Il n'y a pas d'élargissement; on ne retrouve pas non plus la

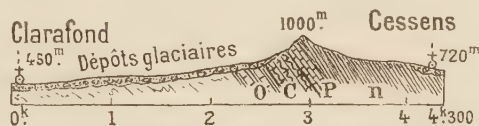


FIG. 11. — Coupe schématique au 1/60.000 de Clarafond à Cessens au travers du Vuache.

(D'après la carte géologique détaillée au 1/80.000. [Nantua]).

forme de losange allongé; c'est plutôt un rectangle très étroit. Cette étroitesse particulière du val Chézery est due à des influences tectoniques. La faille qui longe le pied occidental du Reculet a pour résultat de faire disparaître une moitié du synclinal qui devait composer le val, et il est facile de comprendre que le long de cet accident il n'a pu se produire d'élargissement. De plus, lorsque le flanc occidental du Reculet redevient normal, au sud de Grand-Essert, un dédoublement d'axe analogue à celui qui s'est opéré au Plat des Roches amène une moitié du Chalam à empiéter sur la retombée de la chaîne du Reculet et contribue à rétrécir le val, qui à ce moment est abandonné par son hôte la Valserine.

La Valserine¹ (long. 48 kil.). — Eaux moyennes, 12.069 litres par seconde; étiage, 9^m3,520; grandes eaux, 60^m3,800.

Voici comment M. Douxami² décrit le cours de cette rivière :

« Elle longe le pied ouest du pli-faille du Reculet; mais au sud de Fernaz la vallée actuelle, creusée en partie dans les alluvions et le glaciaire jurassiens et les couches de molasse miocène, s'en éloigne pour suivre, plus à l'est, la faille existant entre l'urgonien surmonté de la molasse et l'escarpement jurassique. Puis, lorsque la voûte du Reculet se referme en changeant brusquement de direction N.E-S.W. à N.N.W.-S.S.E., la vallée coupe l'urgonien et suit la combe hauterivienne avant de recouper une seconde fois les bancs durs urgoniens près de la rivière. Au sud de Chézery il y a eu surcreusement, car le cours d'eau préglaciaire passait par la vallée synclinale de la Mantière, tandis que la Valserine actuelle traverse l'anticlinal fort surbaissé du Crêt de Chalam avant sa terminaison au nord de Confort. La direction N.-S. de cette cluse est oblique par rapport à l'axe du pli coupé. »

De cette description il résulte que la vallée de la Valserine était creusée plus profondément qu'elle ne l'est actuellement avant l'arrivée des glaces qui ont déposé les témoins qui existent encore. Ces témoins sont nombreux et dispersés sous formes de paquets d'alluvions ou de placages glaciaires, soit dans le fond de la vallée, soit sur les pentes très raides des versants debout; un petit nombre dépasse l'altitude de 1.200 mètres sur

1. Les chiffres relatifs à la longueur des cours d'eau et à leur débit sont tirés de l'état statistique des cours d'eau non navigables ni flottables du département de l'Ain, dressé par l'administration des ponts et chaussées en 1856. Je me fais un devoir de remercier tout particulièrement les membres du service des ponts et chaussées de Bourg pour la bienveillance avec laquelle ils ont mis à ma disposition les documents qu'ils possédaient. Je tiens aussi à faire remarquer que les données sur les cours d'eau de l'Ain ne concordent pas avec celles qui se trouvent dans l'ouvrage du capitaine Clerc sur le Jura.

2. DOUXAMI. *La Vallée moyenne du Rhône, etc. Ann. Géogr.*, XI, p. 414.

les versants couchés. Ces paquets d'alluvions et ces placages glaciaires, en amont de Chézery, sont exclusivement composés de matériaux calcaires. Il est regrettable qu'il n'y ait pas de division établie dans ces divers dépôts, qui doivent appartenir à des époques différentes.

En tous cas, il est certain que toute cette vallée de la Valserine a été profondément modifiée par les actions glaciaires. Les preuves abondent, et la plus évidente c'est l'existence de deux lacs de barrage, l'un sur l'emplacement de Mijoux, l'autre au sud de Lélex. De ces deux lacs, signalés par l'abbé Bourgeat¹, le second nous a paru de beaucoup le plus net et avoir eu la durée la plus longue. Les gens de Chézery, quand ils vont à Lélex, disent : « Je vais au lex, » c'est-à-dire au lac, ce qui tendrait à prouver qu'il n'y a pas très longtemps que cette nappe d'eau s'est vidée. Le lac de Lélex était soutenu à l'aval par l'épaisse moraine du Niaiset adossée à une saillie ro-

cheuse où se trouve une ancienne exploitation d'asphalte. Cette saillie, comprise entre 900 et 1.000 mètres de hauteur, composée en majeure partie par des couches urgoniennes inclinées et rabotées, est pour nous le reste d'un fond de vallée préglaciaire.



Cliché Hudellet.

FIG. 12. — *Les Oulles de la Valserine en amont du pont des Oulles.*

1. BOURGEAT. *Observations concernant le Jura. Bull. Soc. géol., 4^e sér., VII, 1907, p. 258.*

On peut encore reconstituer un autre fond de vallée plus élevé. Au niveau de la source de la Valserine se trouve un palier rocheux haut de 1.200 à 1.300 mètres que l'on peut suivre jusqu'en face du Niaiset vers 1.130 mètres. C'est à ce fond de vallée que devait appartenir la plate-forme de 1.300 à 1.400 mètres établie dans le Jurassique supérieur, aux formes extrêmement régulières, et qui peut se suivre sur la rive gauche, depuis le col de la Faucille jusqu'au niveau du Crêt de la Neige. Il devient dès lors facile de justifier le passage de la Valserine par la combe de Mentière, et aussi d'expliquer la topographie émoussée des hauts sommets de la première chaîne du Jura. Il est à remarquer en effet que le système des vallées sèches longitudinales et transversales cesse un peu au-dessus de 1.400 mètres.

La vallée actuelle de la Valserine, ainsi considérée, devient un canyon creusé au sein d'une plate-forme calcaire. L'approfondissement peut être dû à l'érosion fluviale; mais il est probable que ce facteur n'a pas été unique. Nous pensons même qu'il a été moins important que l'érosion glaciaire. Les deux thalwegs anciens de la Valserine peuvent être intimement liés aux invasions des glaciers et aux phénomènes de surcreusement. Un indice qu'il en a été ainsi se trouve dans la raideur des pentes comprises entre 1.400 et 1.200 mètres vers l'amont, entre 1.200 et 1.000 mètres vers l'aval. On est tenté de voir dans ce dernier phénomène des traces des parois d'une ancienne auge glaciaire. Seules des études plus complètes de l'erratique du val Chézery permettront de jeter un peu plus de lumière sur cette intéressante question.

Quoi qu'il en soit, à partir de Grand-Essert la Valserine s'encaisse profondément et ne va pas cesser de couler dans une véritable gorge jusqu'à son confluent avec le Rhône à Bellegarde. C'est un peu en amont que se trouve le célèbre Pont des Oulles, où l'on saisit sur le vif le procédé employé par les eaux courantes pour ouvrir un chemin dans les roches dures (fig. 12). Des marmites de géants commencent à s'établir dans les assises rocheuses; ce sont les oulles; sous l'influence de frottements répétés, les parois verticales des oulles s'usent, et les marmites communiquent entre elles par des fenêtres bientôt élargies par les eaux; à ce moment, la rivière possède un véritable lit souterrain qu'elle travaille à approfondir, et si, comme c'est le cas à la Perte du Rhône, le fond des marmites vient à rencontrer un banc plus facile à affouiller, il peut s'établir un deuxième niveau d'oulles, et les eaux s'enfoncent de plus en plus. Ces phénomènes, sur lesquels de nombreux savants ont attiré l'attention,

présentent un magnifique développement non seulement aux environs de Bellegarde, mais aussi dans le lit de la Semine, en amont de Saint-Germain-de-Joux.

Le profil longitudinal (fig. 13) fait ressortir d'une manière très nette le désaccord introduit dans le régime de la Valserine par les lacs dus aux barrages glaciaires signalés plus haut. De la source à l'amont de Mijoux, 6 k., la pente est de $26^m,66$ p. 1000; de Mijoux au Niaiset, 45 k., elle est moitié moindre, $13^m,33$ p. 1000. C'est la plus basse de tout le cours. Du Niaiset à Forens, 9 k., où la rivière est interceptée par des éboulis et traverse des barres rocheuses, la pente remonte à 22 p. 1000; de Forens à l'aval du Pont de Confort, 12 k., elle est de $16^m,66$; du Pont de Confort au Rhône, 6 k., elle reste élevée $16^m,33$ p. 1000.

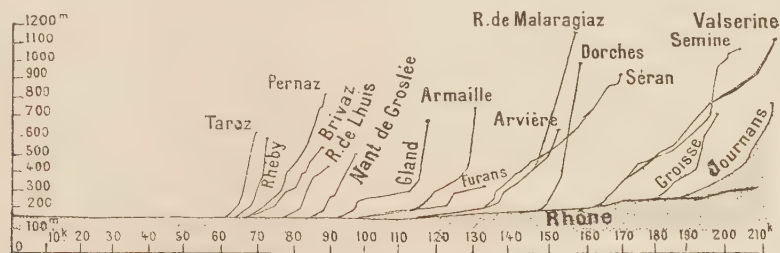


FIG. 13. — *Profils longitudinaux des affluents bugistes du Rhône (rive droite).*

Dans cette dernière partie de son cours, la Valserine reçoit des affluents qui drainent les pentes du Credo et qui remontent très haut jusque vers 1.200 mètres. Il y a là un contraste intéressant avec ce qui se passe sur l'autre flanc de la chaîne du Reculet. D'ailleurs, il faut remarquer que les conditions stratigraphiques sont sensiblement les mêmes de part et d'autre, les alluvions oscillent autour de la courbe de 800 mètres; par suite, il ne semble pas que ce soit de ce côté que l'on doive chercher la solution de ce problème.

En résumé, la Valserine est une rivière synclinale dont le développement normal a été gêné par des influences glaciaires, et cela très probablement à plusieurs reprises. De là, abandon d'un ancien chenal, percée d'une cluse et grande jeunesse de tout le cours inférieur, où se manifestent avec intensité les phénomènes érosifs dus aux rivières de cet âge.

II. — LE HAUT-BUGEY

Le Haut-Bugey comprend l'ensemble des chaînes du Jura méridional qui sont nettement orientées du nord au sud. A ce titre, le Gros-Foug, bien que situé en Savoie, peut être rattaché au Bugey, et comme il est placé le plus à l'est, c'est par lui que commencera la description de la région.

Chaîne du Gros-Foug. — Sous le nom de chaîne du Gros-Foug, nous comprendrons l'ensemble des chaînons désignés sous les noms de montagne des Princes, Gros-Foug, montagne de Cessens, la Chambotte et le Corsuet.

La montagne des Princes (long. 3^k,5) est séparée du Gros-Foug (long., 11^k,5) par les « Bailles du Fier », cluse d'un pittoresque merveilleux. Le Gros-Foug s'étend jusqu'au col du Sapenay, où commence la montagne de Cessens (long. 4 k.), avec qui finit la direction N.-S. La Chambotte et le Corsuet (long. 9 k.) ont, jusqu'à la croix de la Biolle, une orientation N. 22° O., puis la chaîne revient petit à petit à sa direction primitive. Le changement est marqué par un abaissement de la ligne de faite et une moindre largeur de la montagne.

Cet ensemble a généralement la forme d'une voûte à sommet très adouci, avec épaulements plus ou moins abrupts. Tantôt de brusques ruptures de pentes se manifestent sur le flanc occidental, comme du signal du Clergeon, point culminant du massif (1.051 m.) au passage du Gros-Foug, au sud du mont Clergeon. A partir du col du Sapenay, les abrupts sont beaucoup plus fréquents et plus raides sur le côté occidental. Les régions élevées sont en pente très adoucie, les sommets font corps avec toute la montagne, et le contraste est frappant entre l'allure molle et ondulée des hauteurs comprises entre 900 et 1.000 mètres et les pentes escarpées qui dévalent, soit vers la vallée du Rhône et Chambéry, soit du côté de Rumilly. Il n'y a que très peu de passages transversaux, et, à part la coupure du Fier, ils sont assez élevés : passage du Gros-Foug, 920 mètres; col du Sapenay, 931 m.; la Chambotte, 702 m. C'est donc bien une vraie barrière qui sépare la plaine savoisiennne du Jura.

Nulle part, exception toujours faite pour le Fier, cette barrière n'est sérieusement entamée par des ruisseaux ou des torrents. La pauvreté du versant occidental en cours d'eau est tout à fait remarquable : sur un par-

cours de 28 kilomètres on ne trouve pas un filet d'eau. Sur le versant oriental, aucune source ne remonte plus haut que 700 mètres, et presque toutes se tiennent au-dessous de 600, à l'endroit où des terrains plus récents recouvrent les calcaires secondaires. L'influence du substratum et de la nature pétrographique des roches est très accusée : de nombreux escarpements sont dus à la déchirure des massifs du calcaire urgonien qui arrive à surplomber le néocomien plus tendre. Les eaux de ruissellement absorbées par les fissures ne réapparaissent que très rarement au jour. Cependant nous ne pensons pas que ces divers phénomènes puissent expliquer la topographie à modelé si effacé des sommets, ni surtout les vallées sèches analogues à celle que porte la montagne de Cessens. Longue de près de 3 kilomètres, cette vallée longitudinale ou combe a deux débouchés, l'un au nord, vers le col du Sapey, l'autre au sud, vers la route de Cessens.

La chaîne du Gros-Foug présente donc quelque analogie avec celle du Reculet; il y a une certaine conformité dans la configuration des hautes régions et la présence de vallées sèches.

Reste à expliquer la cluse du Fier. Cette cluse, des plus pittoresques, n'est pas tout à fait récente. On peut retrouver, en effet, en explorant la rive droite jusque assez près du lit de la rivière, des dépôts morainiques à cailloux striés. Si ces placages, comme nous le croyons, ne proviennent pas d'éboulements des pentes supérieures et sont bien en place, il faut en conclure que les « bailles » étaient ouvertes avant le retrait des dernières glaces. Le profil en travers de la cluse montre l'existence de ressauts rocheux et de paliers à différentes altitudes, ce qui indique différents stades dans le creusement. Il n'y a pas de trace d'accident tectonique tel qu'une faille, une flexure ou un ensellement; la montagne est tranchée par une ouverture dont le fond est en V très aigu et qui met à jour les marnes oxfordiennes, sans que l'affleurement de cet horizon ait développé pour le moment la formation d'un affluent monoclinale. Il y a dans ce fait la preuve que cette gorge n'est pas très ancienne.

Le Fier nous paraît devoir la cluse où il coule actuellement à la réunion de deux ruz qui coulaient primitivement l'un vers le Rhône de l'est à l'ouest, l'autre vers la plaine savoisiennne, soit de l'ouest à l'est. Ainsi que le pense M. de Martonne¹, il suffit que l'érosion produite par ces deux cours d'eau ait déterminé un abaissement de la ligne de partage. Les glaciers

1. E. DE MARTONNE, Excursion de géographie, 4 juillet 1907, et communication particulière.

ont raboté ce passage, et à diverses reprises, pendant chaque interruption de l'action glaciaire, les eaux courantes continuaient d'abaisser le seuil, qui s'amincissait encore davantage sous la pression des glaces. C'est ainsi que, grâce aux érosions glaciaires, interglaciaires et postglaciaires, la montagne fut profondément sciée. Les cailloux alpins paraissent s'arrêter à 30 ou 40 mètres au-dessus du thalweg actuel; s'il en est vraiment ainsi, on voit que l'érosion postglaciaire dans cette région a une importance assez grande.

Le Val du Rhône. — Le Rhône ne devient un fleuve jurassien qu'à partir de la cluse qui sépare le Reculet du Vuache; auparavant il coule dans la dépression subjurassique du pays de Gex et du Genevois. Le défilé ou Pas de l'Écluse a une origine tectonique; il y a en cet endroit un point faible, un ensellement qui est encore visible : le portlandien, qui est à l'altitude de 1.400 mètres au Plat des Roches, descend vers 400 m. dans la cluse et remonte presque aussitôt à 900 mètres dans le Vuache. Des dépôts glaciaires sont collés contre les parois de la cluse, et, autant que l'on en peut juger de la route de Collonges à Vulbens, il en existe dans le fond du lit. Il est difficile de dire si ces derniers sont en place, ou s'ils sont dus à des éboulements; il est plus probable qu'ils sont en place, et alors comme corollaire l'ouverture de cette cluse serait anté-wurmienne. Nous ne pensons pas toutefois qu'elle soit d'une très haute antiquité, car, s'il en était ainsi, il se serait établi des rivières longitudinales dans la bande oxfordienne mise à découvert de chaque côté de la cluse selon le processus des combes qui débouchent dans les ruz; or, il n'en est rien.

Au sortir du Pas de l'Écluse, le Rhône se dirige d'abord du nord au sud jusqu'au niveau d'Arcine, puis de l'est à l'ouest jusqu'au pont de Grésin, enfin du sud-est au nord-ouest du pont de Grésin à Bellegardé, où il se joint à la Valserine après avoir donné lieu au célèbre phénomène de la Perte du Rhône. Chacun sait que la perte est due à l'érosion tourbillonnaire et à la différence de dureté des roches qui composent les diverses assises du lit du fleuve. Inutile de revenir sur un sujet bien connu; il vaut mieux insister sur le fait du canyon du Rhône du pont de Grésin à Génissiat (fig. 14, 15). Le fleuve, durant tout ce parcours, est fort encaissé, et c'est là un phénomène digne d'attirer l'attention. De nombreux auteurs s'en sont du reste occupés, outre M. le général Bourdon¹, qui donna le

1. GÉNÉRAL BOURDON. *Le Cañon du Rhône*. B. Soc. Géogr., VII^e série, 1894.

premier une bonne définition de cet accident géographique, MM. Schardt¹, Douxami² et Penck³ ont tenté d'en fournir l'interprétation. Les deux premiers auteurs soutiennent que l'encaissement du Rhône est dû à la présence d'un bombement anticlinal très récent qui soulèverait les couches mollassiques et calcaires du bassin de Bellegarde à mesure que le fleuve creuse son lit.

Tout autre est l'opinion de M. Penck. Le canyon du Rhône devient pour lui une gorge de raccord entre deux bassins surcreusés, celui de la plaine suisse au nord-est, et celui de Seyssellac du Bourget au sud. Comme preuves, il attire l'attention sur ce fait que la limite de l'erratique supérieur n'a subi aucun dérangement dans la région du prétendu soulèvement récent. On peut toutefois objecter que cet argument ne semble pas décisif, parce qu'à l'est il n'y a pas de limites de l'erratique supérieur, les glaces ayant recouvert tout le pays à une très grande distance, et qu'à l'ouest le pli en formation a bien pu ne pas intéresser les régions assez éloignées (pentes supérieures



Cliché Hudellet.

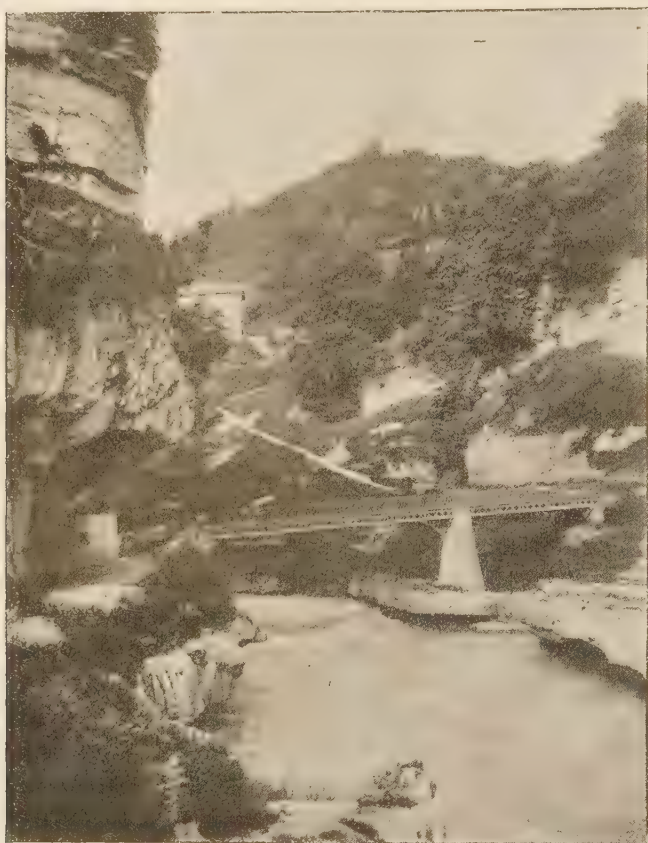
FIG. 14. — Les gorges du Rhône à Bellegarde.

Sillons d'érosion latérale dans les calcaires éocènes.

1. H. SCHARDT. *Notice géolog. sur la feuille XVI de la Suisse. Eclogæ geologicæ Helvetiæ*, 1900.
2. DOUXAMI. *Étude sur la vallée du Rhône aux environs de Bellegarde. Bull. Serv. Carte géolog. de France*, n° 81; *La vallée du Rhône à travers le Jura méridional. Ann. géogr.*, t. XI, 1902.
3. PENCK. *Les Alpes à l'époque glaciaire*, trad. Schaudel, 1907.

du Colombier, au-dessus de 1.200 mètres) où cette limite supérieure a des chances de se rencontrer.

De plus, la gorge doit être prise dans son ensemble : c'est une gorge



Chebe Hudenet.

FIG. 15. — *Gorges élargies du Rhône à la passerelle d'Artod.*

Paroi de gauche verticale et profondément entaillée à la base par l'érosion latérale.
Formes adoucies d'éboulis sur le versant opposé.

à double direction; d'abord E.-W., elle devient N.-S. S'il n'y avait dans cet accident qu'une tentative de raccord entre deux bassins surcreusés, il semble qu'elle aurait pu se produire plus facilement en ligne droite du nord-est au sud-ouest, aux dépens des formations mollassiques. Le chaînon du Gros-Foug, dont l'extrémité septentrionale, la montagne des

Princes, finit périclinalement, semble assez loin pour n'avoir pas gêné cette tentative si elle s'est produite. Du moulin d'Arcine sur le Rhône au moulin de Mons sur les Usses, au pied du Gros-Foug, il y a au plus 10 kilomètres. En sorte que le Rhône, pour raccorder entre eux deux bassins surcreusés distants en ligne droite de 18 à 19 kil. et que rien en apparence ne sépare, se dirigerait d'abord en droite ligne jusqu'au moulin d'Arcine, puis allongerait son trajet de plus de 5 kilomètres en décrivant le coude de Bellegarde, sans que rien indique la nécessité d'une pareille dérivation.

Quoi qu'il en soit de l'origine du canyon de Bellegarde, ce n'est vraiment qu'après l'avoir franchi que le Rhône entre dans ce que l'on peut appeler le val du Rhône, c'est-à-dire le synclinal compris entre le Gros-Foug et le Colombier. Les assises les plus basses de ce val sont presque

horizontales, ce qui fait qu'il a une grande largeur qui va en augmentant de Seyssel à Culoz.

A partir de Culoz, la chaîne du Colombier subit des accidents tectoniques qui amorcent la cluse Culoz-Ambérieu.

Le val du Rhône se continue par la vallée du Bourget. Un peu au sud du lac du Bourget, il se bifurque : une branche se dirige sur Chambéry et Montmélian, l'autre sur Saint-Thibaut-de-Couz et Voreppe. Toute la portion de ce val comprise entre Chambéry et Seyssel porte des traces d'actions de surcreusement.

Le val du Rhône est un val dont le fond a été aplani par les actions glaciaires et de l'alluvionnement. L'action glaciaire est manifeste dans la forme du profil nettement en U ; l'alluvionnement fait sentir son influence sur le fond par des pentes très adoucies qui permettent la constitution d'un lit à chenaux multiples enserrant entre eux des îles nombreuses. Toute cette région ressemble à une plaine alluviale d'inondation (fig. 16).

Au-dessous de l'embouchure du Fier, à Motz, on a trouvé des alluvions lacustres qui témoignent de l'existence, à une date assez récente, d'un lac s'étendant jusque-là et qui, par suite, recouvrait une bonne partie du val du Rhône. Ce lac faisait partie de la nappe d'eau du Bourget, qui s'est vue depuis réduite à son état actuel. Ces faits suffisent pour démontrer



FIG. 16. — Coupe schématique au 1/50.000 de Grange des Isles au château de Reynet, au travers du val du Rhône, entre le Colombier et le Gros-Foug.

(D'après la carte géologique détaillée au 1/80.000. [Nantua]).

combien, même dans une époque relativement très courte ne remontant pas au delà du milieu du quaternaire, les phases qui se sont succédé avant l'établissement des formes présentes du relief ont été diverses.

La chaîne du Colombier ou du Grand-Colombier. — Cette chaîne s'étend sur une longueur de 35 kilomètres environ, de la Valserine au Rhône vers Culoz. Jusqu'au col de Richemond, sur la moitié de son parcours, elle se rattache par les formes de sa retombée occidentale à l'ensemble particulier désigné sous le nom de pays de Retord. A partir du col de Richemond, elle surplombe le Valromey à l'ouest comme le val du Rhône à l'est. Les principaux sommets sont le Crêt du Nû (1.355 m.), et le Grand-Colombier (1.534 m.). La chaîne a l'air d'une barrière continue, un peu raboteuse, un peu inégale par endroits, mais sans porte bien nette (col de Richemond, 1.060 m.). Cela explique le défaut d'appellations particulières dans le langage usuel : on parle du Colombier dans le Valromey et dans le val du Rhône comme d'un ensemble de montagnes relativement élevées, mais il n'y a pas de noms pour désigner les accidents divers qui entrent dans sa composition.

Si maintenant on veut prendre une connaissance plus complète de cette chaîne et de sa structure, il faut la suivre du nord au sud et la traverser ensuite de l'ouest à l'est. Dans le sens longitudinal, du col de Richemond au signal de Cuernme, il n'y a aucune difficulté ; c'est une vraie promenade qui s'effectue dans une série de vallées monoclinales sèches ou combes comme celles qui accidentent les hautes régions. On n'y rencontre de l'eau courante qu'après la Chartreuse d'Arvières, lorsqu'on suit pendant quelques instants le ruisseau de Malaraviaz, qui roule des eaux tumultueuses lors de la fonte des neiges. Bientôt, avant d'arriver aux granges du Colombier, il n'y a plus d'eau, et cela jusque après le signal de Cuernme, au moment où l'on arrive au sommet d'une falaise prodigieuse, d'où l'on embrasse dans son entier le magnifique paysage du bassin de Belley, de la Chautagne et du lac du Bourget. D'où un premier fait significatif déjà constaté dans les chaînes précédentes, ces hautes régions présentant des vallées sèches ou des combes longitudinales. Assez courtes dans le Reculet, plus longues dans le Gros-Foug, ces vallées dépassent 4 à 5 kilomètres de long dans le Colombier. De plus, l'ensemble de la topographie des hauts sommets, confuse par endroits dans la première chaîne du Jura, devient bien plus nette dans la chaîne qui sépare le val du Rhône du Valromey. D'après ces données, il paraît difficile de voir dans les

vallées sèches qui accidentent les hautes régions des chaînes du Jura autre chose que l'œuvre des eaux courantes qui les ont modelées suivant leur procédé habituel. Jusqu'à plus ample discussion, cette topographie spéciale des sommets du Jura méridional sera donc considérée comme le résultat d'une érosion subaérienne.

Pour mieux faire connaissance avec la structure des parties élevées des voûtes du Bugey, après les avoir parcourues dans le sens longitudinal, il faut les explorer dans le sens transversal. Ordinairement, et c'est un trait commun lui aussi avec les chaînes précédentes, les premières pentes, comprises dans le cas présent entre 600 et 1.100 mètres, sont assez pénibles à gravir, et cela soit du côté du val du Rhône, soit du côté du Val-romey. Entre 1.100 et 1.200 mètres, on trouve généralement une plate-forme, espèce de haut gradin sur lequel sont établies des granges telles

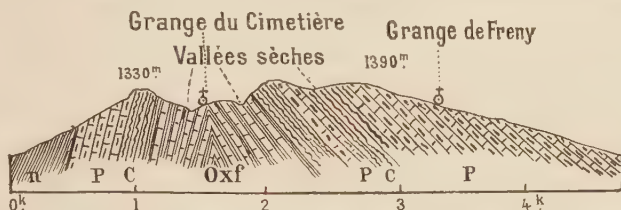


FIG. 17. — Coupe schématique au 1/50.000 de la Grange du Cimetière à la Grange de Frény, montrant l'allure des régions élevées de la chaîne du Grand-Colombier.

(D'après la carte géologique détaillée au 1/80.000 [feuille de Nantua].)

de prairies marécageuses. Ce groupe de formes, composé d'une croupe à sommet plus ou moins raboté et d'une dépression à fond en pente très douce, se répète deux ou trois fois en général durant la traversée, ce qui la complique singulièrement (fig. 17).

Nous attirons tout spécialement l'attention sur l'aplanissement des croupes séparatives des différentes dépressions longitudinales ou combes. Ces dernières semblent entaillées dans une plate-forme qui nivelle le sommet de la chaîne sans s'arrêter à la différence de nature des roches. Au reste, les combes du Colombier, bien qu'établies souvent aux dépens des marnes oxfordiennes, sont parfois aussi creusées dans les calcaires durs du Rauracien. L'ensemble du phénomène semble donc assez indépendant de l'action élective exercée par l'érosion sur les roches suivant leur plus ou moins de dureté. Le sommet de la montagne est aplani et creusé de la même façon que les parties basses d'un val au voisinage d'une rivière douée d'un pouvoir érosif actif.

L'explication d'une pareille topographie nécessite l'appel de cycles d'érosion antérieurs à celui qui préside aujourd'hui au drainage de la région. Les sommets du Colombier sont découpés par un réseau longitudinal qui n'a presque plus de communications avec les thalwegs des vallées voisines; seules, en effet, l'Arvières et la Dorche prennent leur source entre 1.000 et 1.200 mètres, et, tandis que les hautes régions de la chaîne semblent pourvues d'un système très complet de rigoles collectrices, les flancs du Colombier, à deux exceptions près, celles qui viennent d'être citées, sont complètement stériles.

L'aplanissement général des crêtes qui séparent les différentes combes ne semble pas dû à l'action des eaux qui ont circulé dans ces dépressions, mais paraît avoir précédé la formation de ces dépressions elles-mêmes. Cela ressort avec évidence de la disproportion qui existe entre la surface de la plate-forme plus ou moins aplanie des sommets et le peu de largeur des combes, comme aussi du modelé spécial de quelques-unes d'entre elles. Ces vallées monoclinales sont quelquefois dissymétriques, ce qui arrive lorsqu'elles sont établies à la limite d'une roche tendre et d'une roche dure. L'abrupt est très prononcé du côté de la roche dure, tandis que le côté de la roche tendre a une pente médiocre. Quelle que soit l'inclinaison des couches et leur nature, celles qui constituent le sommet des croupes séparatives sont plus ou moins rasées, rabotées, et il est manifeste que l'action érosive de l'eau qui coulait dans les combes n'a pas produit cet effet, car la surface de la plate-forme des hauts sommets coupe parfois en biais les surfaces d'érosion déterminées par les différentes combes.

Tout semble se passer comme si la voûte du Colombier avait subi un aplanissement général compris, selon les endroits, entre une limite qui varie de 1.100 à 1.400 mètres. C'est dans cette surface d'aplanissement que se sont établies les combes au cours d'un cycle différent. L'état actuel correspond à un troisième cycle.

Ces considérations nous amènent à dire quelques mots sur la manière dont on peut se représenter les voûtes du Jura au moment de leur surrection définitive. Nous ne sommes plus au temps où on pensait qu'elles avaient surgi sous la forme qu'elles présentent actuellement. Dans le cas du Jura, une voûte était simple ou d'un ordre plus ou moins élevé suivant qu'elle présentait des entailles longitudinales intérieures plus ou moins nombreuses. Ces entailles dérivant uniquement du plissement ou de la surrection de la chaîne, elles étaient spontanées, subites, et revêtaient

un caractère paroxysmal aussi bien que le soulèvement de la chaîne lui-même. Depuis les travaux de MM. de la Noë et de Margerie, on admet que ces entailles n'ont plus ce caractère : elles sont dues à l'action des eaux courantes, c'est-à-dire qu'elles sont le résultat d'un processus très lent à se développer. C'est pendant cette phase d'érosion que s'établissent les cours d'eau originels ou conséquents, c'est-à-dire ceux qui sont en relation directe avec l'allure générale de la surface à l'époque même de l'émersion. Ces cours d'eau dans le Jura présentent deux directions principales à peu près perpendiculaires entre elles : « ceux qui sont parallèles aux plis et ceux qui les traversent perpendiculairement ». Dans le cas actuel, les cours d'eau originels semblent avoir été les rivières qui longent le Colombier : le Rhône et le Séran.

Ce n'est qu'après l'établissement de ce réseau hydrographique originel que s'est constitué le réseau subordonné. Dans les régions plissées, « les cours d'eau subordonnés se réduisent à deux catégories, savoir : ceux qui sont dus à la direction des lignes de plus grande pente au flanc des voûtes, et ceux qui, subordonnés à ces derniers ou à des cours d'eau originels transversaux, sont dus aux inégalités de résistance des roches mises au jour en suivant par conséquent une direction parallèle à l'axe des plis ; le tout constituant un réseau formé par des éléments perpendiculaires entre eux, en tant du moins qu'ils restent rectilignes et parallèles les uns avec les autres ; si les plis présentent un tracé curviligne, cette relation de perpendicularité n'en reste pas moins vraie en chaque point du système¹. »

De cet exposé il résulte que des deux catégories qui composent l'ensemble des cours d'eau subordonnés, la première, celle qui comprend les affluents dirigés suivant les lignes de plus grande pente au flanc des voûtes, c'est-à-dire les ruz, est plus ancienne que la seconde, qui comprend les affluents qui s'appliquent à modeler les combes. De la sorte, dans le Jura, et pour mieux préciser dans la région du Grand-Colombier, s'est établi d'abord un réseau originel composé du Rhône et du Séran ; puis des ruz ont sillonné ensuite les flancs du massif ; enfin des combes se sont établies parallèlement à l'axe de la chaîne. La voûte du Colombier, primitivement intacte, a donc subi une longue sculpture pour arriver à l'état actuel ; d'énormes ablations ont été réalisées, en même temps que se produisait l'abaissement des thalwegs des cours d'eau originels.

1. DE LA NOË ET DE MARGERIE. *Les formes du terrain*, p. 144 et 149.

L'aspect des hauts sommets montre des traces évidentes de l'existence de nombreux termes de la seconde catégorie de ces cours d'eau subordonnés : les combes sont là pour le prouver, mais les cours d'eau de la première catégorie, les ruz, auxquels les combes devraient être reliées, font à peu près défaut. Il est facile cependant de se rendre compte qu'il fut une période où combes, ruz et artères originelles communiquaient ensemble et composaient un réseau hydrographique merveilleusement adapté au terrain pour s'appliquer à le sculpter. Cette période, nous l'appellerons premier cycle d'érosion, et pour la rendre plus concrète nous la qualifierons de « cycle du Cimetière-Sapey » ; s'entendant de la grange de Cimetière (chaîne du Colombier) au château de Sapey (Joux-Blanches), où le développement des combes longitudinales est très manifeste.

Le cycle du Cimetière-Sapey sera donc caractérisé par la parfaite coordination des combes avec les ruz et des ruz avec les artères originelles.

Reste à expliquer maintenant l'allure des crêtes séparatives des combes. Ces crêtes, comme il a été dit plus haut, sont plus ou moins aplanies, et cet aplanissement n'est pas dû au premier cycle d'érosion, puisque les combes semblent découpées à l'emporte-pièce dans une vaste surface rabotée et nivelée. De même que pour les vallées sèches qui accidentent les hautes croupes du Jura, il est possible de faire valoir deux explications : l'une consiste à attribuer les formes d'aplanissement imparfait des hautes chaînes à l'action de l'érosion souterraine ; l'autre à rapporter la plate-forme des régions élevées à l'action de l'érosion subaérienne.

Sans nier l'influence de l'érosion souterraine sur les formes en question, nous sommes portés à croire que l'érosion subaérienne a eu, dans leur production, une part tout à fait prépondérante. Une des raisons principales, c'est la régularité avec laquelle ces surfaces imparfaitement aplanies se dessinent sur chaque flanc des voûtes ; l'érosion souterraine a coutume de donner un modelé confus, irrégulier, où il est difficile de se reconnaître ; or ce n'est pas le cas pour les plates-formes imparfaites du Reculet et du Colombier. De plus, il est difficile de trouver dans cette dernière chaîne des formes karstiques de quelque étendue ; il n'y a pas de polje ; les dolines sont rares et très petites, seules des crevasses assez profondes rappellent que l'on est en pays calcaire ; mais ces crevasses ou lésines sont surtout nombreuses sur les flancs du Grand-Colombier entre 1.200 et 800 mètres ; elles ne se voient guère au-dessus. Enfin, l'érosion souterraine à elle seule semble incapable de faire disparaître des masses énormes de couches marno-calcaires telles que celles qui recouvraient la

voûte lors de sa surrection. En admettant même qu'elle ait été assez puissante pour débayer ces matériaux, il est difficile de se rendre compte comment elle aurait pu, sur de grandes longueurs, couper obliquement le sommet de la voûte et le trancher par endroits comme avec un couteau. L'érosion subaérienne seule est capable de produire de tels effets.

Nous sommes amenés de la sorte à admettre qu'avant le cycle du Cimetière-Sapey il y eut une période d'érosion plus ancienne qui amena l'aplanissement plus ou moins complet du sommet des voûtes. Nous appellerons cette période antérieure d'érosion cycle du Planachat-Corent, du nom de deux voûtes où cette phase se laisse plus aisément reconnaître.

Le sommet du Grand-Colombier est un belvédère sans pareil pour tout le Bugey. C'est de ce point culminant qu'il faut voir vers l'ouest les chaînes s'aligner par rang de taille et se fondre harmonieusement avec le plateau des Dombes, où scintillent les étangs. Jamais, plus que du Colombier, nous n'avons eu l'impression que le Jura méridional était un vaste plan incliné vers l'ouest. C'est là une de ces illusions dont il est sage de se défier lorsque l'on considère de loin des paysages d'une grande étendue. Tandis que, en effet, le Valromey semble une plaine affaissée au pied du Planachat, cette dernière chaîne, par son élévation, dérobe la vue de la vallée qui lui fait suite à l'ouest, et laisse seulement apercevoir la ligne de crête des Joux-Noires et des autres chaînes bugistes disposées en ordre de hauteur décroissant et qui viennent se fondre avec la côte de Dombes de telle manière que le sillon de l'Ain demeure invisible. Magnifique pour la vue, le Colombier ne suffit pas à révéler l'aspect véritable du Jura méridional; un observateur non prévenu sera, en effet, tenté de niveler par la pensée les différentes lignes de faite qu'il aperçoit et de transformer tout un pays plissé en un plan incliné plus ou moins ondulé. La seule chose vraie qui ressort de cette disposition est l'inclinaison réelle du Bugey de l'est à l'ouest.

Val compris entre le Grand-Colombier et le Planachat ou Valromey. — Le Valromey a la forme de deux triangles isocèles accolés par la base, mais à sommets différemment orientés et grossièrement disposés en sens inverse l'un de l'autre. La base commune est formée par la ligne d'escarpement Chavornay-Belmont. Le premier triangle, celui qui comprend le Valromey proprement dit, a son sommet engagé dans le massif de Retord. Le sommet du second triangle est voisin de l'embouchure du Séran dans le Rhône, vers Cressin-Rochefort. De cette façon, le val, disposé d'abord du nord au sud, se tord obliquement vers l'est. Il suit le mouvement que lui imprime le dédoublement du Planachat au niveau de Virieu-le-Grand.

Ce qui frappe, lorsque d'un point élevé, tel que le col de la Lèbe,

on embrasse l'ensemble du Valromey, c'est la largeur inusitée de la vallée : vers Champagne, les courbes de 600 mètres de chacun des versants du Colombier et du Planachat sont éloignées de plus de 5 kilomètres l'une de l'autre. Entre Ruffieu et Hotonnes, les courbes de 800 mètres sont encore écartées de plus de 4 kilomètres.

L'œil est attiré par deux gradins superposés qui courent le long du flanc occidental du Colombier et descendent vers le marais de Lavours. Le plus bas commence au niveau du Grand-Abergement, 780 m., passe à la Rivoire, 762 m., Hotonnes, 744 m., Songieu, 740 m., Chemillieu, 717 m., Chassonod, 609 m., Champagne, 565 m., le plateau compris entre Arvières et Séran, 477 m., Linod, 467 m. Ce gradin très visible a une pente de 20 à 21 p. 1000. On le retrouve sur la rive droite du Séran, sur le flanc oriental du Planachat. La route de Belley à Nantua suivie par le chemin de fer départemental y est établie de Fitignieu jusqu'au delà de Ruffieu. Au sud de Fitignieu, la continuation de l'ancienne vallée passait par Luthézieu et Belmont.

Du même observatoire du col de la Lèbe, ou même de beaucoup plus bas, comme de Charancin ou de Sutrieu, on voit un second gradin, plus élevé d'une centaine de mètres, commencer vers la Clavetière, 920 m., se continuer par Sothonod, 866 m., Méraléaz, Bordèze, Virieu-le-Petit et Charaillin, 500 m. La pente totale est de 32 p. 1000. Sur la rive droite ce gradin est plus difficile à observer, et ce n'est qu'aux environs de Saint-Maurice et de Bioléaz qu'on voit des formes analogues sensiblement à la même altitude qu'à Bordèze qui leur fait face au pied du Colombier. Les habitations sont groupées de préférence sur ces gradins, les villages sur le moins élevé, et quelques hameaux sur le plus haut. Par contre, il n'y a aucun établissement humain important sur les rives du Séran à part quelques rares moulins, et, pour en finir avec cet aperçu de géographie humaine, je rappelle que les combes monoclinales qui accidentent le versant couché du Colombier possèdent elles aussi des granges habitées toute l'année.

La présence de pareils gradins établis au sein de couches indifféremment néocomiennes ou urgoniennes prouve l'existence de plusieurs anciennes vallées superposées dans le Valromey, et nous considérons ces gradins comme des témoins de fonds de vallées antérieures, successives et emboîtées les unes dans les autres.

MM. de la Noë et de Margerie ont démontré que dans les versants des vallées synclinales il se produit souvent des paliers au milieu de la

pente générale. Ces paliers correspondent à l'affleurement d'une couche tendre située entre deux couches dures. Le néocomien présente bien des couches tendres, mais il n'y en a pas dans l'urgonien qui forme une bonne partie du gradin inférieur, d'où la conclusion qu'il faut chercher ailleurs l'explication de ces formes particulières. Nous ne sommes pas éloignés d'y voir des traces de l'érosion glaciaire, qui a dû s'y exercer avec une intensité particulière, comme en témoignent les innombrables matériaux morainiques qui recouvrent les flancs du val.

Le palier supérieur est presque constamment recouvert par une bande d'alluvions glaciaires. Le découpage de cette nappe d'alluvions est intéressant à examiner sur la carte géologique de Nantua. Le sens des découpures est orienté vers l'artère maîtresse, le Séran. La bande glaciaire, qui paraît avoir été continue, a été entaillée par l'érosion, qui y a dessiné des lobes analogues à ceux que l'on rencontre sur la bordure de la dépression subjurassienne du Pays de Gex. Les formes dans lesquelles se logeaient les cours d'eau qui s'amassaient sur la couverture morainique sont encore visibles, mais elles sont dépourvues d'eau. Il n'y a pas de résurgences capables de compenser les pertes subies par l'infiltration, et la couverture d'alluvions n'est pas assez étendue plus bas vers le thalweg principal pour que les petits ruisseaux postérieurs aux glaciers aient pu se maintenir.

Les choses nous paraissent donc avoir dû se passer de la manière suivante : au cours d'approfondissements successifs antérieurs à la dernière extension glaciaire, le Séran s'est établi au moins trois lits superposés et emboîtés les uns dans les autres : le premier correspond à la plate-forme la plus haute de la rive gauche du val, le second à la plate-forme la plus développée, où les calcaires urgoniens dominants présentent de véritables formes de plateau telles que celles des environs de Champagne ; le troisième enfin est à peu de chose près le lit actuel, qui apparaît remblayé, en maints endroits, par les alluvions glaciaires. De cette manière, si l'on admet plusieurs glaciations intenses dans la région, le gradin le plus développé appartient à la phase Riss-Wurm, tandis que le gradin supérieur remonterait à celle de Mendel-Riss.

Après le retrait définitif des glaces, il s'est établi un système de drainage dirigé à la fois selon l'artère maîtresse qui avait pu conserver sa direction générale sous forme de torrent sous-glaciaire, et normalement à celle-ci suivant les lignes de plus grande pente. Les affluents du Séran qui prenaient leur source au-dessus du gradin le plus élevé, lorsqu'ils

eurent déblayé leur lit, en vertu de l'érosion régressive, jusqu'à la limite des matériaux bons conducteurs de l'eau courante, cessèrent d'exister faute d'alimentation, et les choses restèrent alors en l'état où elles se trouvent à présent. On peut prévoir à bref délai l'extinction de certains affluents de la rive droite du Séran, tels que la Georgette et le Bief de la Scie aux environs de Fitignieu. Ces torrents n'ont pas encore poussé leurs eaux de tête jusqu'à la limite supérieure des dépôts erratiques au centre desquels se trouve situé le village de Charancin; c'est ce qui explique leur activité relative. Il arrivera un moment où, en vertu de l'érosion régressive, cette bande sera percée de part en part, et alors les eaux pluviales, ne trouvant plus de terrain propre à les réunir, s'infiltreront dans les assises néocomiennes fissurées, et ce versant deviendra analogue à celui qui domine les villages de Songieu et de Lilignod, de l'autre côté du Séran.

En résumé, le Valromey, dans sa partie supérieure, est un val typique qui va en s'évasant dans le sens de l'alignement des voûtes encaissantes et qui présente, comme le val Chézery, des gradins d'altitude différente, témoins des divers stades de son approfondissement. De plus, les formes particulières de ses versants, entaillées par des multitudes de rigoles dépourvues pour la plupart d'eaux courantes, sont très récentes et dues aux effets combinés de la couverture glaciaire et de la perméabilité générale des roches sous-jacentes. On peut dire que le résultat de cette combinaison est un arrêt dans le modelé du terrain. Les paquets d'alluvions, isolés et découpés, ne suffisent plus à réunir le volume d'eau nécessaire pour alimenter des ruisseaux capables d'entraîner vers l'artère maîtresse les matériaux qui les composent; ces alluvions, dès lors, ne sont plus soumises qu'à l'érosion chimique ou au ruissellement, qui n'agissent que très lentement. C'est ainsi qu'il est facile de comprendre que les matériaux morainiques isolés et qui servent de couverture protectrice aux terrains sous-jacents sont d'une permanence relative assez considérable (fig. 18).

Le Séran longueur, 40 k. ; eaux moyennes, 4m³; étiage, 6m³, 500; grandes eaux, 300m⁴) naît en face de la grange Ma-Gollet par 975 mètres d'altitude. Il se dirige d'abord de l'est à l'ouest comme un ruz transversal, puis il devient vraiment un cours d'eau type d'une rivière longitudinale originelle. Jusqu'au niveau des Abergements il est assez encaissé; il serpente peu après dans un fond de vallée à versants relativement arrondis jusqu'à la hauteur de la ligne Hotonnes-Ruffieu. L'encaissement reprend et dure sans discontinuer jusqu'en face du plateau de Vieu, où le Séran a un lit plus large, qu'il



Alluvions
 Dépôts glaciaires
 Mollasse
 Calc. urgoniens

(D'après la Carte Géologique de France. Feuille de Nantua au 80 000^e.)

FIG. 18. — Relations de l'hydrographie du Valromey avec les dépôts glaciaires.

suit jusqu'à la Bavoisière, où il fait un coude vers l'est avant de sauter d'une hauteur de 50 mètres dans la plaine d'Artemare, à la superbe cascade de Cerveyrieu. A partir du hameau de ce nom jusqu'à son embouchure, il coule dans des prairies marécageuses qui font pendant aux marais de la Chautagne et comme eux sont les restes du plus grand lac du Bourget.

Le coude du Séran avant sa chute est dû à la rencontre d'un banc d'alluvions glaciaires assez résistant et épais de 3 à 4 mètres. La rivière vient buter contre ce lambeau morainique, qui, vers le pont de la route de Virieu-le-Grand à Champagne, au-dessus de la Bavoisière, n'a guère que 3 mètres de hauteur. Au lieu de le traverser pour se diriger vers Massignieu, le Séran tourne vers l'est, puis remonte du sud au nord en contournant une nouvelle butte d'alluvions offrant une masse de plus de 20 mètres de puissance. C'est seulement après ce contour que la rivière creuse son chenal dans la roche un peu avant de filer dans la dépression de Cerveyrieu. L'entaille creusée dans le calcaire n'est guère profonde : c'est un léger coup de scie dans le néocomien qui montre une tranche de 20 mètres d'épaisseur. Au-dessous, il y a une excavation dont on ne peut apprécier les dimensions. D'après cet ensemble de faits, il est visible que le Séran s'est frayé un cours épigénétique au travers des formations alluviales et qu'il n'a pas retrouvé son chenal antéglaciaire. Il n'y a pas longtemps qu'il a rencontré la roche sous les alluvions, et c'est là une explication au moins partielle de sa brusque dénivellation.

Son profil longitudinal se décompose en trois parties assez nettes : de la source à la cascade, la pente est successivement de 36 p. 1000 pendant 4^k,5, de 24 p. 1000 pendant 8^k,5, de 21 pendant 9^k,5, enfin de 15,40 pendant 2^k,6; les rapides et la cascade sur 400 mètres de longueur offrent des pentes à pic et, une fois la chute opérée, des déclivités de 100 p. 1000; du hameau de Cerveyrieu jusqu'au Rhône, les 7 premiers kilomètres ont une inclinaison de 2^m,9, et les huit derniers de 1^m,62 seulement (Rhône au même niveau, 0^m,80).

Dans son cours supérieur, le Séran reçoit de nombreux affluents, dont un seul, l'Arvière, est important à la fois par sa longueur et par son débit. Tous ont un régime nettement torrentiel : pendant 3 ou 4 mois de l'année, lors des grandes pluies d'automne et de la fonte des neiges, ils roulent, comme la rivière principale, des masses d'eau considérables. Pendant l'été, ils sont généralement à sec. Le rapport entre les eaux de crues et les eaux moyennes est très élevé : il atteint parfois 40, comme pour le bief de Rivière, et 20, comme pour le Chevrier, ce qui fait qu'on est obligé d'admettre qu'il existe en profondeur un puissant réseau souterrain.

Lors des grandes pluies, ses canaux ne suffisent plus à absorber et à débiter les

masses d'eau qui s'infiltrant, et leur trop-plein se déverse par des sources qui grossissent les minuscules affluents de la vallée principale. Cette hypothèse est confirmée par la présence en certains points de vastes surfaces rocheuses qui résonnent sous les pas d'abord, comme aux environs de Chavillieu, ensuite par l'existence de grottes et de crevasses très profondes, telles celles de Songieu, enfin par de nombreuses sources intermittentes.

La carte de Cassini pourrait aussi témoigner dans le même sens : entre Ruffieu et le Petit-Abergement, elle marque, sur la rive droite du Séran, un affluent nommé Vabovessa, qui passe près du Bouchet-Guillon pour remonter de là jusqu'au versant couché du Planachat, dans lequel il paraît s'être taillé une vallée monoclinale. Si maintenant on regarde ce que représente la carte de l'état-major au 80.000^e aux mêmes endroits, on s'aperçoit qu'il n'y a pas de cours d'eau dans les environs du Bouchet-Guillon. Ce n'est qu'à un kilomètre plus bas et au sud que se rencontre un maigre affluent du Séran. Sur place, on peut remonter de la source de cet affluent jusqu'à une fontaine appelée Merdanson située en contre-bas de la route de Ruffieu au Petit-Abergement, et de là, en suivant une gorge étroite, aller au Bouchet-Guillon; du Bouchet-Guillon, cette gorge continue jusqu'au Golet de Valorse, où viennent s'aboucher deux vallées monoclinales.

L'Arvière (longueur, 12 kil. ; eaux moyennes, 0m³,800; étiage, 0m³,150; grandes eaux, 50m³) bondit le long d'une combe qui accidente le Colombier (branche de Malaraviaz) et traverse en ruz sauvage, tortueux, le flanc occidental de la chaîne avant d'arriver dans la vallée du Séran, qu'elle rejoint non pas en ligne droite, mais en faisant un angle assez aigu. C'est, du reste, la règle pour les affluents du Séran supérieur, dont aucun ne fait à son confluent un angle à peu près normal à la direction de la branche principale du réseau. Il en est autrement pour cette rivière, dont les affluents la Doux, le Borgon et la Boisse sont perpendiculaires à son cours. Avant d'arriver aux environs de Cerveyrieu, le torrent issu du Colombier traverse, lui aussi, la bande néocomienne qui occasionne la cascade du Séran. Bien loin d'imiter l'exemple de cette rivière, l'Arvière s'est entaillé une gorge profonde autant que pittoresque dans les calcaires infra-crétacés et arrive sans rupture de pente exagérée à porter ses eaux dans la dépression d'Artemare. Ce fait s'explique à la fois par des influences tectoniques telles que le voisinage de l'axe du synclinal du Valromey, qui est très près du flanc occidental du Colombier, et aussi par des influences souterraines. A ce propos, il est bon de remarquer que dans la gorge qui conduit les eaux du torrent, aux environs de Vaux-Moret, se trouve la célèbre source intermittente du Groin; cette source, quand elle est en activité, ne fournit pas moins de 5 mètres cubes d'eau

à la seconde. Cet apport a dû sans doute contribuer puissamment à l'établissement du chenal actuel, et il n'est pas défendu de penser que c'est grâce à lui que l'Arvière a pu régulariser sensiblement sa pente. Peut-être encore n'a-t-elle pas perdu son chenal aussi complètement que le Séran.

En amont du confluent avec la Doux, la vallée s'élargit sensiblement et permet l'établissement, sur les rives du torrent, du village de Vaux-Valençon. Cet élargissement continue jusqu'au confluent avec la Boisse et suit pendant quelque temps le coude brusque qui raccorde le ruz avec la vallée longitudinale. Cette dernière se continue en amont par la Boisse, qui a sa source actuelle entre Chemillien et Larnin, mais qui se prolonge évidemment beaucoup plus au nord jusqu'à Sothonod, où elle s'amorce sur le gradin supérieur de la vallée du Séran. Il y a eu là des modifications qui semblent très récentes; elles peuvent s'expliquer par le déblayage progressif des matériaux glaciaires imperméables et la mise à nu des roches calcaires fissurées, qui ne sont pas propices à l'établissement et à la longue durée des réseaux subaériens.

Sur le court espace de 5 kilomètres, l'Arvière, depuis sa source jusqu'à Vaux-Valençon, rachète une dénivellation de plus de 800 mètres : c'est dire l'allure torrentielle qu'elle possède dans le massif du Colombier, où ce ne sont que rapides et cascates. A partir de Vaux-Valençon, elle prend un cours plus régulier; pendant 4 kilomètres sa pente devient égale à 25 p. 1000; puis, pendant un kilomètre, dans la traversée de la gorge, elle atteint 120 p. 1000; elle s'atténue pendant 500 mètres à 40 p. 1000 pour achever son dernier kilomètre avec une déclivité inférieure à 6 p. 1000. A Vaux-Valençon, ainsi qu'à Vaux-Moret, son lit est encombré d'alluvions glaciaires; le déblayage n'est donc pas encore effectué complètement.

C'est aussi au milieu d'alluvions semblables que coule en grande partie le Flon, qui vient de Belmont. Par places, ces graviers sont agglutinés en poudingue fortement patiné, comme vers la fruitière de Massignieu. Tout à côté, bordant les deux rives du Flon, se trouvent de beaux gisements de tufs qui se poursuivent à l'ouest jusqu'au-dessus de Belmont. Il y a sur la rive gauche une terrasse haute de 30 à 35 mètres très visible. Les eaux du Flon continuent à donner lieu à la formation de tufs; il n'en est pas de même de celles du Séran, et c'est pourquoi il semble légitime de voir dans les gisements de Belmont et de Massignieu l'œuvre exclusive du cours d'eau qui les traverse.

Avant d'arriver au Rhône, le Séran, qui coupe la cluse Culoz-Ambérieu, longe les marais de Lavours et reçoit sur sa rive gauche d'abord, sur sa rive droite ensuite, de

nombreux petits affluents qui, en bonnes rivières jurassiennes, présentent des différences considérables entre le volume de leurs eaux ordinaires et celui des crues. Parmi les plus remarquables de ces ruisseaux figure l'émissaire du lac Barterand, qui en temps ordinaire ne donne que 350 litres d'eau à la seconde, et transporte ensuite 17 mètres cubes lors des grandes eaux. Le confluent du Sérán et du Rhône paraît se déplacer vers l'aval; le fleuve, alluvionnant beaucoup, repousse sur sa droite son affluent, qui est obligé d'allonger son cours.

Chaîne du Planachat. — Le Valromey est borné à l'ouest par l'ensemble montagneux que nous désignons sous le nom de chaîne du Planachat et qui sépare la vallée du Sérán de celle de l'Albarine.

Le nom de cette chaîne est tiré du nom local donné à la plus haute cime située dans la forêt de Cormaranche et cotée 1.237 mètres, et cela par analogie avec ce qui se passe pour les autres chaînes voisines, qui tirent habituellement leurs noms des sommets les

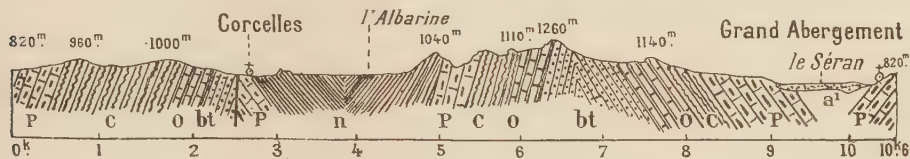


FIG. 19. — Coupe schématique au 1/60.000 de Corcelles au Grand-Abergement, au travers de la chaîne du Planachat.

(D'après la carte géologique à 1/80.000. [Nantua]).]

A gauche Joux-Noires rabotées par la surface de 1.000 mètres dans laquelle sont creusées des vallées sèches. Large val de l'Albarine avec butte, témoin d'érosion. — A droite, chaîne du Planachat et ses entailles au sein de la surface de 1.150 mètres. — Retombée régulière sur le Valromey.

plus élevés. Sur une longueur totale de 37 kilomètres, les quatre premiers seulement, de la roche de Peney à la grange de Coillard, sont dirigés du N. 45° E. au S. 45° W., suivant l'orientation du synclinal lac Genin-Silan-Brenod, etc. Pendant les 33 autres, de la grange de Coillard à Virieu-le-Grand, la direction est N.-S.

La ligne de crête se tient constamment à une assez grande hauteur, et les principaux passages qui la franchissent, Golet de Belleruche, la Dangereuse, Golet de Valorse, Golet de la Rochette, col de la Lèbe, sont voisins ou supérieurs à 1.000 mètres. Le nom de « golet » dans le patois bugiste veut dire trou; ces passages sont effectivement des trouées étroites percées dans la montagne, qui, jusqu'au merveilleux développement du réseau routier du siècle dernier, ne servaient qu'à de rares piétons. Une preuve de l'importance du Planachat comme barrière séparant deux régions à affinités étroites est donnée par la toponymie qui est double : du côté du Valromey, le Planachat porte le nom de *Forêt des Moussières, bois de la Rochette, bois de la Montagne*; du côté du val Brenod-Hauteville, c'est le *bois de Champdor, la forêt de Cormaranche* et celle de *Gervais*.

Les formes des sommets sont dissemblables : de la grange de Coillard au signal de Cormaranche règne le paysage des combes monoclinales à pentes parfois insensibles, dominées par des crêtes plus ou moins aplanies, hautes de 100 à 150 mètres, aux flancs assez raides et qui contrastent avec le fond relativement plat des combes qu'elles enserrent (fig. 19). Ces hautes vallées sont toujours alignées parallèlement à la direction générale de la chaîne et sont parfois occupées par des tourbières ou des marécages (le Velly; elles sont établies aux dépens de toutes les assises jurassiques, depuis la grande oolithe jusqu'au portlandien; toutefois, elles montrent



FIG. 20. — Fragment de la carte d'état-major au 1/50.000 réduit de moitié et montrant le modelé de la chaîne du Planachat (section des combes monoclinales).

Remarquer le découpage de la ligne de crête, la largeur du fond des combes, l'aplanissement des crêtes séparatifs. — Nombreux débouchés à sec sur le versant oriental. — Influence des alluvions glaciaires aux environs de Lompnes. — Sur la gauche, vallée de l'Albarine et témoins d'érosion.

une prédilection particulière pour l'oxfordien et les marno-calcaires du bathonien. Dans ces conditions, elles peuvent atteindre une largeur d'un kilomètre et plus, comme dans la superbe combe de Coillard à la grange de Florence. Ce n'est que très rarement qu'il se rencontre de l'eau dans ces dépressions, qui rentrent pour la plupart dans la catégorie des vallées sèches. Ces vallées sèches aboutissent parfois vers l'aval à des ruz transversaux qui n'ont d'eau que vers leur extrémité inférieure; souvent elles apparaissent isolées et sans communication avec les rivières originales. L'ensemble est beaucoup plus découpé que ne sont les hauts

sommets du Colombier; l'œuvre de l'érosion dans cette partie de la chaîne a été très active (fig. 20).

Du signal de Cormaranche à Virieu-le-Grand, les parties élevées de la chaîne ne sont plus découpées par des combes; elles offrent un aspect massif et subhorizontal; à peine quelques légères ondulations se font sentir de temps à autre, autant que l'on en peut juger par des excursions au travers de superbes forêts. Le nom même du point culminant Planachat indique bien l'horizontalité relative des sommets dans cette région (fig. 21). Les flancs qui supportent ces hautes plates-formes sont escarpés, et il semble que par endroits ils aient subi un commencement d'attaque par les forces érosives. Comme il est naturel, ce sont des ruz qui se montrent à peine ébauchés et se terminent en cul-de-sac vers le haut; nous avons remarqué particulièrement ceux du Bois de Tellières et des envi-

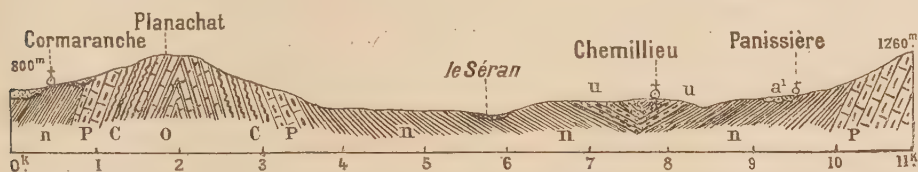


FIG. 21. — Coupe schématique au 1/60.000 de Cormaranche à Chemillieu au travers du Planachat et du Valromey.

(D'après la carte géologique au 1/80.000 [Nantua].)

rons de Thézillieu. Une preuve que l'érosion souterraine n'est pas le facteur le plus important de la topographie des hauts sommets dans cette partie de la chaîne, c'est que la surface aplanie est établie en plusieurs endroits en pleine marne oxfordienne, c'est-à-dire dans une couche de terrain où les eaux sont naturellement retenues à la surface.

D'après cela, il semble bien que la partie septentrionale de la chaîne, celle où dominent les combes, ait subi une évolution plus avancée que la partie méridionale, tandis que de Coillard au signal de Cormaranche, les hauts sommets ont été la proie du premier cycle d'érosion, ou cycle du Cimetière-Sapey, qui s'y est déroulé avec une très grande intensité; du signal à Virieu-le-Grand, les régions élevées n'ont été que très peu attaquées par ce premier cycle. Par contre, elles présentent avec une assez grande fraîcheur l'état dans lequel les a laissées le cycle antérieur; c'est pour cela que ce nouveau cycle a été dénommé cycle du Planachat.

Val de Brenod-Hauteville-Thézillieu. — Le val a une forme en losange

très marquée; l'élargissement le plus grand se produit le long de la ligne qui passerait entre Hauteville et Nantuy. La pointe septentrionale se confond avec le synclinal étiré et tordu des lacs de Genin et de Silan; elle est par suite enfoncée au sein des pays des Molunes-Retord. La pointe méridionale se dirige vers Virieu-le-Grand par la vallée de l'Arène. Le caractère particulier de ce val est d'être vidé en partie par l'endroit où il est le plus élargi. Ordinairement un val est sillonné sur toute sa longueur par un même cours d'eau, et il se forme une pente continue d'une des extrémités à l'autre. Ici il n'en est rien : la plus grande partie des eaux qui tombent dans le val de Brénod-Hauteville s'échappe au milieu du val vers Nantuy par la cascade de l'Albarine, au lieu de s'écouler par l'extrémité méridionale dans la direction de Virieu-le-Grand.

Il est très intéressant de se rendre compte des raisons de ce phénomène et de savoir si cette disposition est un effet de la surface structurale, ou bien si, au contraire, elle a été acquise après coup. Or, pour cela, une consultation de la carte structurale du Jura dressée par le général de la Noë suffit. Bien que, dans la partie méridionale du val, la reconstitution de la surface structurale ait été rendue difficile par la présence d'un énorme placage d'alluvions glaciaires, il est facile de se rendre compte que le val Brenod-Hauteville-Thézillieu présente en son milieu, vers Nantuy-Hauteville, une dépression limitée par la courbe de 800 mètres. Mais cette courbe est allongée dans le sens Hauteville-Thézillieu, c'est-à-dire du nord au sud. Si l'on va dans cette direction, on ne rencontre pas la courbe de 900 mètres. Il en est tout autrement si l'on suit l'échappement actuel de l'Albarine. De cette façon il devient évident qu'au point de vue structural l'écoulement des eaux devait se faire de Hauteville vers Thézillieu et Virieu-le-Grand.

Si maintenant l'on se rappelle que la partie méridionale de la chaîne du Planachat, celle qui domine la partie du val qui n'est plus drainée conformément à la surface structurale, est beaucoup moins découpée que la partie septentrionale, on sera tenté d'établir entre ces deux faits une relation de causalité. On peut émettre l'hypothèse qu'à un moment donné, postérieur à l'établissement du second cycle qui vit l'aplanissement des hauts sommets, l'artère originelle du val fut détournée de son cours et cessa de longer le pied de la partie méridionale du Planachat. Dès lors, l'érosion fut arrêtée dans cette partie de la chaîne, ou du moins considérablement retardée : c'est ce qui explique la permanence remarquable des formes aplanies. Le détournement de la rivière originelle et le renversement du

drainage dans une partie du val se placerait ainsi entre la fin du second cycle et le début du premier.

La rivière maîtresse qui draine le val Brenod-Hauteville est l'Albarine. D'une longueur totale de plus de 50 kilomètres, elle peut se décomposer en quatre sections : 1° de la source à la cascade de Charabotte, 18 kil. ; 2° de la cascade à Tenay, 8 kil. ; 3° de Tenay à Ambérieu, 19^k,5 ; 4° d'Ambérieu au confluent avec l'Ain, 7 kil. Les deux premières sections seulement se trouvent dans le pays où le val est la forme dominante ; les deux autres seront traitées lorsqu'il sera question de la cluse Culoz-Ambérieu.

1° De la source au golet Ravaux, par 940 mètres d'altitude, à l'amont de la cascade de Charabotte, au-dessous de Nantuy, 740 mètres.

L'Albarine naît dans une « gouille » ou bassin naturel si fréquente dans le Jura. Cette gouille est située au cœur de la chaîne du Planachat, sous la forêt des Moussières, ce qui fait que, pour sortir de cette chaîne, l'Albarine s'est creusé un ruz oblique vers la ferme de la Léchère. Au moyen de ce ruz, elle gagne le grand synclinal compris entre la chaîne qu'elle vient de quitter à l'est et les Joux-Noires à l'ouest, synclinal où sont établis les cantons de Brenod et de Hauteville. Pendant quelque temps, jusqu'au château de Champdor, elle suit le bord oriental du synclinal, puis elle s'en écarte pour se rapprocher du milieu de la vallée. Près de Lompnes, elle s'infléchit obliquement vers l'ouest jusqu'en amont de la scierie de Trépont ; à cet endroit, elle est franchement alignée du nord au sud, mais pour quelques instants seulement, car vers Nantuy elle décrit plusieurs coudes assez brusques qui la ramènent vers l'ouest, jusqu'en haut de la falaise, qu'elle franchit pour se jeter dans l'abîme de Charabotte.

Si des hauteurs de Corcelles on embrasse du regard la vallée de Brenod, on est frappé de sa largeur et de son horizontalité relative ; le fond apparaît comme une immense prairie plus ou moins marécageuse sur laquelle la rivière décrit des courbes multiples et capricieuses. Émergeant de ce tapis de verdure, apparaissent par endroits des îlots rocheux couronnés parfois de maigres bouquets de hêtres ou de sapins. Vers le sud, à l'ouest de Champdor, ces îlots à pente variable, mais à sommet adouci, deviennent de petites collines boisées ou couvertes de pâturages. Les hauteurs moyennes de ces accidents au-dessus du thalweg de la vallée varient entre 40 et 80 mètres. Nous les considérons comme les restes d'un fond de vallée plus élevée qui a subi de nombreuses érosions en sens divers comme le marquent la gorge sèche de Cléon, véritable cluse, et celle qui peut se suivre de la grange du Gour d'à Charabotte, entre

les bois de l'Eculaz et de Ponciaz. Toute la haute vallée de l'Albarine porte des traces d'une érosion intense, comme l'indique, du reste, un simple coup d'œil jeté sur la carte topographique.

Vers Champdor et Hauteville apparaissent des dépôts glaciaires importants qui encombrant le chenal et ont dû modifier l'écoulement des eaux. C'est à partir de ce moment que l'Albarine s'encaisse et augmente sa pente; auparavant elle se traînait sur un fond vaseux dans la plaine de Brenod, maintenant elle accélère sa course et charrie des graviers. Il se peut qu'autrefois l'Albarine ait coulé plus près du Planachat dans la dépression utilisée par la route de Lompnes à Champdor; peut-être aussi s'écoulait-elle encore par la dépression Hauteville-Vaux-Saint-Sulpice, Thézillieu et l'Arène, dépression obstruée par d'énormes amas glaciaires et le long de laquelle, vers les bois de Dergil et de Rougé, on peut suivre une bande de Néocomien inférieur. Ces anciens trajets sont très difficiles à retrouver d'une manière certaine tant que le classement méthodique des dépôts d'alluvions n'aura pas été fait. Pour le moment on ne peut qu'enregistrer des probabilités.

En résumé, la première section de l'Albarine offre un caractère très spécial, fait de l'ampleur de la vallée, des îlots diversement alignés qui la parsèment et des divers débouchés dont elle paraît susceptible. Il faut ajouter à cet ensemble, pour mieux saisir l'aspect d'ancienneté qui s'en dégage, que c'est dans le trajet Brenod-Champdor que l'Albarine a la pente la plus faible de son cours, 2^m,66 p. 1000, inférieure à celle de la 4^e section dans la plaine alluviale de l'Ain, qui est de 3 mètres.

Parmi les nombreux affluents que reçoit la haute Albarine, le plus remarquable est le ruisseau de Mazières ou la Mélogne; elle prend sa source dans une combe du Planachat, qu'elle entame dans une gorge célèbre par la beauté de ses sapins et la salubrité de l'air que l'on y respire. La Mélogne (longueur, 5^k,680; eaux ordinaires, 0^m³,120; étiage, 0; grandes eaux, 10^m³,700) reçoit elle-même deux affluents qui drainent les dépôts glaciaires de Lompnes-Hauteville et des marais de Cormaranche: le premier, le Biorcet ou ruisseau du Moulin, à sec pendant l'étiage, donne 1^m³,300 aux grandes eaux; le second, la Buire ou Bief de Vondru, vient de Vaux-Saint-Sulpice; à sec aussi à l'étiage, il donne 6^m³,800 en grandes eaux contre 0^m³,050 en eaux moyennes. Quant à l'Albarine, asséchée l'été, son débit varie de 0^m³,106 aux eaux moyennes à 145^m³ lors des crues. L'ensemble des chiffres du débit de ces cours d'eaux trahit manifestement l'influence des terrains calcaires sur lesquels ils coulent en majeure partie: tandis que les pluies de l'été sont insuffisantes à étancher la soif des calcaires, véritables éponges, les pluies d'automne et les eaux de fonte des neiges arrivent à

saturer les conduits souterrains, qui dégagent alors leur trop-plein à l'air libre. Ce dernier fait donne une indication très utile sur la capacité des réservoirs situés à l'abri de l'air libre; cette capacité apparaît comme assez modique et donne lieu de présumer que le réseau hydrographique développé en profondeur est relativement assez récent.

2° De Nantuy, 740 mètres, à Tenay, 350 mètres. — Cette section de l'Albarine a une apparence très jeune : elle débute par une cascade de 50 mètres de hauteur, se continue à l'état de gorge encaissée avec nombreux rapides; le profil est presque toujours en V très aigu, etc. A y regarder de près, on voit que, même dans cette section, il est possible de distinguer deux parties d'âge différent. La première, la plus jeune, est dirigée de l'est à l'ouest et s'étend du pied de la cascade jusqu'à Chaley. La seconde, dirigée du nord au sud, va de Chaley jusqu'à Tenay, et cette dernière partie diffère notablement de la première; sa pente est beaucoup plus faible; sa longueur plus considérable a permis l'établissement d'une superbe route dans le fond même de la gorge, qui semble continuer vers le sud les combes situées à l'ouest de Lacoux; enfin le rebord oriental du signal de Chaney présente une vallée sèche accrochée tout près du faite et suspendue sur la paroi droite de la gorge de l'Albarine. Il y a là toute une série d'indices qui montrent l'ancienneté du tracé qui conduisait les eaux du val Brenod-Hauteville dans la grande vallée transversale Culoz-Ambérieu.

A notre connaissance, il n'a pas été signalé de dépôts morainiques de Charabotte à la route de Lacoux dans la première partie de la gorge, c'est pourquoi nous sommes portés à rajeunir beaucoup cette portion de la vallée de l'Albarine et à l'expliquer de la manière suivante : avant les dernières manifestations glaciaires, l'Albarine empruntait le chenal Grange du Gourd, les Serraz, et le vallon de Charabotte sur le flanc occidental du bois d'Esclaz. Ce chenal se trouva barré, après le retrait des glaces, et les eaux de la cuvette Brenod-Hauteville se sont avancées dans une région dangereuse pour leur permanence à l'air libre. Cette région, située dans les environs de Nantuy, est en effet éminemment apte à absorber les eaux superficielles : elle est constituée par des calcaires très fissurés du jurassique supérieur. L'Albarine a dû se creuser un chenal souterrain au travers de ces roches et s'enfoncer rapidement en profondeur; mais la pression des nombreux mètres cubes d'eaux détournés de leur route naturelle démolit les parois supérieures de ce nouveau chenal, et bientôt il s'établit une cascade à l'air libre au lieu d'un emposieux.

Cette interprétation m'a été suggérée par l'exagération des phénomènes karstiques dans les environs immédiats de la gorge Charabotte-Chaley. Il y a une grotte dans le flanc méridional du bois d'Esclaz, à l'est de Nantuy. Le Merdaret offre de nos jours des phénomènes analogues à ceux que nous venons de supposer. Cet affluent, qui se jette dans l'Albarine au dessous de Charabotte, est presque toujours à sec; si on le remonte, on arrive, peu après Longecombe, à la remarquable vallée de Lavant, longue de plusieurs kilomètres, au fond aplati large de plus de 500 mètres, aux flancs bien modelés recouverts par de magnifiques forêts de sapins. Bien entendu, l'eau courante fait défaut, mais il est possible de la retrouver à une faible profondeur sous les prés qui tapissent le fond de la vallée. A la fonte des neiges il se produit des inondations, les eaux se dirigent vers l'extrémité méridionale de l'Essarion et emplissent la gorge du Merdaret, qui pendant quelques jours a un débit de plus de 5 m³ d'eau à la seconde. En temps ordinaire elles viennent ressortir en contre-bas de la gorge, tout près du lit de l'Albarine, non loin du moulin Charabotte, au voisinage duquel se trouvent des sources abondantes telles que celles des Froidières et des Aibruants. Ce sont ces sources dans le fond de la vallée qui permettent à la rivière de vivre pendant l'été et d'animer la gorge de Charabotte à Tenay, bien qu'elle soit à sec sur le plateau d'Hauteville.

Il importe de remarquer, avant d'essayer de reconstituer la série d'événements dont le val Brenod-Hauteville a été le théâtre, que, dans la région de Nantuy et de la gorge de Charabotte si profondément marquée par les influences karstiques, se trouve situé un décrochement important. Il y a là un élément tectonique dont il est nécessaire de tenir compte, car il a pu influencer d'une manière prépondérante les destinées du val tout entier. L'effet de ce décrochement, d'après la carte du général de la Noë, est de produire un abaissement des couches, un ensellement juste sur l'emplacement actuel de la gorge Charabotte-Chaley. Cet ensellement affecte les courbes de 1.000, 900 et 800 mètres, qui ferment le val au sud-ouest, mais il n'atteint pas la courbe de 900 mètres qui est située un peu à l'est des trois précédentes. On se rappelle que, au point de vue technique, le val compris entre le Planachat et les Joux-Noires a son fond limité par la courbe de 800 mètres qui fait une pointe dans la direction du sud vers Thézillicu. Cette orientation générale des parties basses du val n'a donc pas été dérangée par le décrochement. De cette façon, cet accident tectonique n'est qu'indirectement responsable du renversement du drainage du val. Il est évident que son action a grandement aidé la pro-

duction des phénomènes karstiques, mais il ne paraît pas qu'elle ait directement contribué à faire sortir l'Albarine de sa voie originelle.

De l'ensemble qui précède, il ressort que l'histoire du val Brenod-Hautteville-Thézillieu est assez compliquée. L'Albarine a probablement dû couler suivant toute la longueur du val jusqu'à la fin du second cycle d'érosion ou cycle du Planachat-Corent. A ce moment se produisit un détournement dans le centre du val, aux environs de Nantuy, qui amena la rivière dans une autre vallée, celle de Chaley à Tenay. Les glaces modifièrent encore ce tracé, et après leur retrait définitif se produisit par capture souterraine, puis aérienne, la portion la plus récente du cours de l'Albarine, la cascade de Charabotte et la gorge de Charabotte à Chaley.

Les Joux-Noires. — La bordure occidentale du val de Brenod-Hautteville-Thézillieu est formée par la chaîne des Joux-Noires.

On désigne sous ce nom une longue série de croupes massives et boisées dirigées d'abord pendant 56 kilomètres de Vaux-les-Saint-Claude à Lacoux du N. 60° E. au S. 60° W., puis pendant 18 autres kilomètres, de Lacoux à la cluse des Hôpitaux, du N. 48° W. au S. 48° E. Ce changement de direction se produit vers le décrochement dont on vient de parler; de ce fait l'orientation moyenne est ramenée au voisinage du méridien. Les superbes forêts de bois noirs auxquels la chaîne doit son nom rendant très difficile l'observation des phénomènes généraux, même du haut de points élevés, tels que la Roche de la Chaux (1.097 m.) ou le signal des monts d'Ain (1.031 m.), il se faut résoudre à l'exploration, rendue plus facile d'ailleurs, des nombreuses coupures transversales qui accidentent cette partie du Jura.

Si l'on remonte l'une de ces coupures, celle du Valey par exemple, on est frappé tout d'abord par la présence de l'eau courante; jusqu'à présent le Bugey n'en avait pas été prodigue sur les flancs de ses montagnes; de plus, le débouché sur la vallée principale, celle du Borrey, se fait en gorge à pente très raide, tandis que plus en amont, là où le torrent cesse de couler dans le ruz pour creuser une combe, la pente devient douce; enfin, une fois que l'on est arrivé à la source, on peut encore remonter fort loin une vallée sèche à pente tournée vers l'origine du ruisseau.

Ces diverses constatations peuvent se répéter sur chacune des onze entailles des Joux-Noires : ruisseau d'Arbent, ruisseau de la Scierie, la Sarsouille, l'Ange, le ruisseau d'Alex, le Landéron, le Vaud, le Valey, le Flon, le biez Chaleyriat, le ruisseau de la grange Goyet-Cléon. Si l'on ajoute à ces coupures celle de la Bienne dans la

cluse de Vaux-les-Saint-Claude et celle où se cache le lac de Nantua, on arrive à une densité fluviale surprenante. Ces entailles de la chaîne des Joux-Noires se partagent en ruz et en cluses. Il n'y a que trois de ces dernières : celle de la Bienne, celle de Nantua et celle de Cléon. Les ruz sont plus ou moins avancés : les uns ont atteint l'axe de l'anticlinal, comme la Sarsouille et le Vaud ; d'autres, tel le Valey, qui menace d'une capture prochaine le haut bassin de l'Albarine supérieure, mordent sur le flanc oriental ; d'autres encore, tel le ruisseau d'Alex, sont très peu avancés.

Le manque d'harmonie entre les parties longitudinales recouvertes de prairies marécageuses et les gorges transversales est surtout frappant pour l'Ange, le Vaud et le Valey. Ce n'est pas tout : outre ces vallées vivantes, parce que l'œil et l'oreille y constatent la présence habituelle de cours d'eau, les Joux-Noires présentent de véritables vallées mortes parce que desséchées. Il y a des ruz sans eau courante, comme celui qui déchire la forêt de Montréal en aval de la grange Monnet, ou celui qui échancre la forêt de Meyriat en face du Balmay. Il y a surtout de nombreuses combes sèches à pentes relativement fortes qui débouchent sur les ruz transversaux. On peut citer entre autres celles qui débouchent symétriquement de chaque côté du Vaud et du Valey ; il y en a deux paires. Voici donc retrouvé un des éléments caractéristiques des hautes croupes du Jura bugeysien.

L'examen des sommets, partout où il peut se faire, montre des surfaces subhorizontales comprises entre 1.000 et 1.050 mètres qui nivellent les crêts séparatifs des différentes combes. De plus, le versant oriental, bien que beaucoup moins développé que le versant occidental, présente les mêmes phénomènes d'arasion, comme on peut s'en rendre compte, de Chevillard à Brenod. Il semble dès lors légitime de distinguer dans les Joux-Noires, comme dans les chaînes précédemment étudiées, des vestiges de deux cycles d'érosion antérieurs au cycle actuel. Quant à expliquer l'abondance des coupures transversales sur le flanc occidental et le fait qu'elles sont presque toutes pourvues d'eau, nous ne pensons pas qu'il soit possible de le faire sans l'étude préalable du val Ange-Borrey ; c'est pourquoi ces questions seront traitées quelques lignes plus bas.

De Lacoux à la gorge des Hôpitaux, ce qui sert de continuation aux Joux-Noires ressemble à un plateau bosselé. Les plus grandes dénivellations ne dépassent que très peu 300 mètres. Le bord oriental, occupé par les forêts de Dergil, de Jailloux, et le Bois de Ravière, ne se laisse pas facilement juger dans son ensemble, grâce à la présence de superbes massifs d'essences résineuses et de « fayards ». Il faut de longues courses pour en apprécier les traits dominants : vallées à fond aplati, marécageux,

comme celle de Lavant, ou absolument sèches, à versants aux pentes modérées, sommets arrondis, passages transversaux très rares et élevés, absence complète d'eau courante. Seul le ruisseau de Tard a entamé quelque peu cet immense bloc calcaire. Il coule au fond d'une gorge étroite et profonde, après avoir serpenté dans le vallon encombré de glaciaire compris entre le bois des Fattes et celui du Charveyron, et par bords successifs sur les différents gradins de la cluse des Hôpitaux il va rejoindre un des lacs qu'elle abrite. La route de Tenay à Prémillieu, qui traverse la gorge du ruisseau en son milieu, suit pendant 2 kilomètres une autre gorge, moins raide, plus large et sans eau courante.

Pour étudier l'ensemble du plateau à surface karstique de Hostiaz-Arandaz, rien ne vaut le chemin qui mène d'Ordonnaz à Arandaz, de l'autre côté de la cluse des Hôpitaux. Vers le nord se déroulent, en plans successifs de plus en plus élevés, les ondulations qui accidentent toute cette haute plaine; des villages aux toits rouges sont piqués çà et là au revers des pentes adoucies que l'éloignement fait paraître encore plus faciles à gravir; au nord-ouest, une table gigantesque semble dominer tout le plateau: c'est le signal de Chaney (1.084 m.); sa surface plane est criblée de trous de moyenne dimension appelés bichettes par les gens du pays, du nom d'une ancienne mesure pour les grains. Vers le sud-ouest on entrevoit la gorge de Charvieux et de Conand, toute proche d'un autre système montagneux. En somme, dans toute cette partie du Jura méridional l'érosion paraît s'être exercée parallèlement à la cluse: c'est dans cette direction que s'alignent les ondulations, et il est légitime d'étudier plus en détail ce modelé lorsqu'il sera traité de l'ensemble de la cluse Culoz-Ambérieu. Toutefois, il faut encore signaler la disposition typique des Joux-Noires un peu avant leur changement de direction en amont de Lacoux. De la vallée de l'Albarine pour aller au thalweg occidental de la chaîne, on traverse quatre vallées sèches suspendues dont les deux médianes isolent le plateau très aplani de Lacoux, qui semble surveiller le passage de la rivière de Brenod et de Hauteville au coude de Chaley.

Val Ange-Borrey. — Les Joux-Noires limitent à l'est le val arrosé par l'Ange et le Borrey, qui coulent tous les deux en sens inverse l'un de l'autre. Cette particularité indique nettement que l'on n'a pas affaire à un val ordinaire. Bien loin d'avoir une pente continue du nord au sud, il en a trois qui sont successivement sud-nord pour le ruisseau d'Arbent, nord-sud pour l'Ange, et sud-nord pour le Borrey. En négligeant le ruisseau d'Arbent, affluent de la Bienne, toutes les eaux qui tombent dans le val viennent passer en son milieu à l'endroit où il s'élargit, et franchissent en cluse les Joux-Blanches pour passer dans le val d'Oignin. Dans le val de Brenod-Hauteville-Thézillieu, il se produit quelque chose d'analogue; mais les branches qui coulent en convergeant n'ont pas la même longueur; ici elles sont d'égale importance.

Si l'on examine à nouveau la carte structurale de M. de la Noë, on voit qu'originellement il y avait bien dans le val trois champs de concentration pour les eaux, limités par les courbes de 500 mètres, et ce sont ces trois champs de concentration qui servent encore à réunir les eaux de la région. Le premier, celui du ruisseau d'Arbent, devait être plus profond que les autres; il voisine avec la courbe de 400 qui indique une dépression non loin de la Bienne. L'écoulement du val devait donc se faire normalement du sud au nord. Par suite de circonstances qu'il reste à préciser, le sens de cet écoulement s'est trouvé en partie renversé, et l'Ange coule du nord au sud. Cela peut tenir à l'influence de la cluse Bellegarde-Nurieux, qui dans la traversée des Joux-Noires ne se décèle par aucun accident tectonique actuellement reconnaissable.

Comme le Borrey (longueur, 14 kil.; pente moyenne, 20 p. 1000; eaux moyennes, 3 m³; étiage, 0m³,30; grandes eaux, 60 m³) forme, par sa réunion avec le Valey, à Maillat, la rivière d'Oignin, par laquelle s'échappent presque toutes les eaux qui tombent dans le val, c'est par lui que nous commençons la description du réseau hydrographique.

Le Borrey prend sa source sur la haute plaine d'Aranc, dans une « gouille » située à 300 mètres au nord du village du même nom, qui se trouve placé à l'extrémité méridionale d'une vallée plate marécageuse longue de 2 kilomètres et large de 900 à 1000 mètres au maximum. Cette plaine affecte grossièrement la forme d'un triangle isocèle dont le sommet serait un peu au sud d'Aranc. Le Borrey, qui naît sur le côté occidental, le quitte bientôt pour suivre en serpentant la lisière orientale jusque vers la base du triangle, à l'endroit appelé la Planche aux Curés, où il fait un coude dû probablement à des travaux d'endiguement faits pour l'établissement des viviers d'un ancien château; peu après il coupe un barrage à matériaux d'apparence morainique au pont de Mauprat, tourne au nord-nord-est et reçoit deux cents mètres plus loin le ruisseau du marais de Salagnat, qui compense un peu les pertes éprouvées avant le pont de Mauprat. Vers le moulin de Merlet, après des bords successifs qui l'amènent 30 mètres plus bas dans la superbe « combe du Val », il prend la direction du nord.

La combe du Val, tel est le nom dont les habitants du pays se servent pour désigner la vallée comprise entre les Joux-Noires et les Joux-Blanches, depuis la haute plaine d'Aranc-Rougemont jusqu'à la cluse Bellegarde-Nurieux; c'est donc un val, et nullement une combe. Le Borrey commence par suivre le milieu d'une dépression à fond plat et marécageux, large d'un kilomètre, où il reçoit le ruisseau de la Grange-Goyet, qui a dû drainer autrefois une partie de la cluse de Cléon, et le ruisseau de Rougemont, qui vient de la grange du Rupt au nord de Lacoux. Ces deux ruisseaux se réunissent non loin des ruines du château de la Vélière, et c'est par des sauts et au travers d'étroites fentes que leurs eaux gagnent l'extrémité méridionale de la combe du Val, qu'ils

traversent jusqu'à la rencontre du Borrey. Il y a lieu de rapprocher les manières dont ces trois cours d'eau gagnent la même dépression : le raccord s'opère par des gorges d'aspect très récent ; d'autre part, les parties supérieures sont encombrées de matériaux glaciaires ravinés, mais non complètement déblayés. Rien de plus naturel, dans ces conditions, que d'expliquer les gorges par l'épigénie. Les environs du moulin de Merlet avec leurs roches moutonnées sont tout à fait typiques à cet égard.

Au reste, le Borrey présente tout le long de son cours des phénomènes analogues. A partir d'Izenave, il se dirige vers l'est, puis il gagne le milieu de la vallée à la hauteur de Brouillat ; alors il s'encaisse profondément au sein des alluvions glaciaires jusqu'à la scierie Bertrand, où il reçoit le Flon, qui descend de la pente occidentale du Molard de l'Orge (Joux-Noires) et décrit un curieux arc de cercle entre Outriaz et Lantenay. Ce dernier village est séparé du hameau du Tremblay par une butte conique aux flancs très émoussés, que l'on peut relier à deux autres petits témoins situés plus en amont entre Brouillat et Izenave, et aussi au rebord du plateau qu'accidente le flanc occidental des Joux-Noires vers la hauteur de 800 mètres. Ce sont là très probablement des vestiges d'un ancien fond de vallée.

L'encaissement du Borrey devient encore plus énergique, et c'est dans une véritable gorge qu'il coule le long du bord occidental du val, depuis le moulin de Badadan jusque un peu avant Maillat, où il reçoit le Valey, torrent impétueux, qui des prés marécageux des environs de Lapeyrouse au cœur des Joux-Noires, tout près des sources de l'Albarine, saute dans la vallée où se cachait la chartreuse de Meyriat. Le Valey reçoit à Condamine la Doye de Condamine, magnifique source pérenne d'un débit considérable. Borrey et Valey confondus deviennent l'Oignin, qui commence par s'adjuger le tribut que lui apporte le Vaud, qui draine les monts d'Ain.

Mais déjà a commencé la seconde section de la rivière, de Maillat au Saut de Béard (long., 7 kil. ; pente moyenne, 4 p. 1000 ; eaux moyennes, 5 m³ ; étiage, 0 m³, 90 ; grandes eaux, 130 m³), celle où la pente est la plus modérée. L'Oignin, durant ce trajet, coule sur l'emplacement de l'ancien lac de Nantua, ce qui explique le peu de déclivité du thalweg établi dans des prairies marécageuses. A Béard se présente une immense moraine qui paraît barrer la vallée au moment où elle cesse d'être longitudinale pour se confondre avec la cluse Bellegarde-Nurieux et gagner un pli plus extérieur, le synclinal compris entre les Joux-Blanches et les Berthiant. A Saint-Germain-de-Béard, l'Oignin s'est creusé des gorges de 35 mètres au sein des matériaux morainiques ; et, n'ayant sans doute pas retrouvé son ancien chenal, il entame par endroits les calcaires sous-jacents. C'est dans cette partie de son cours qu'il reçoit le Bras du lac, déchargeoir du lac de Nantua, et l'Ange, qui draine l'autre moitié du val. Ce dernier affluent a un profil plus adouci que l'Oignin au voisinage de la cluse, ce qui semble indiquer qu'il est plus voisin de son cours antéwurmien (fig. 22).

L'Ange a une longueur de près de 17 kilomètres. D'abord dirigé du sud au nord, lorsqu'il coule dans une combe monoclinale, il se dirige de l'est à l'ouest dans le ruz qui lui fait suite, et, arrivé dans le val, il coule du nord au sud. Il a une pente moyenne

très modérée de 12 p. 1000; il amène à l'Oignin $1\text{m}^3,300$ en eaux moyennes, $0\text{m}^3,800$ à l'étéage, $52\text{m}^3,750$ lors des grandes eaux. Sa vallée au niveau de Montréal présente un bel ensemble morainique, et un peu au-dessous une terrasse bien nette de l'ancien lac de Nantua. L'Ange recueille le tribut du Landéron, du ruisseau d'Alex et de la Sar-souille; négligeable à l'étéage, il devient très important lors des grandes eaux, où il atteint respectivement $7\text{m}^3,590$, $14\text{m}^3,140$ et $13\text{m}^3,970$. Ces crues sont dues à la fonte des neiges et à la nature du sous-sol, composé de roches très perméables dont les facultés d'absorption ont une limite qui, une fois dépassée, fait refluer à l'air libre le trop-plein des conduits souterrains.

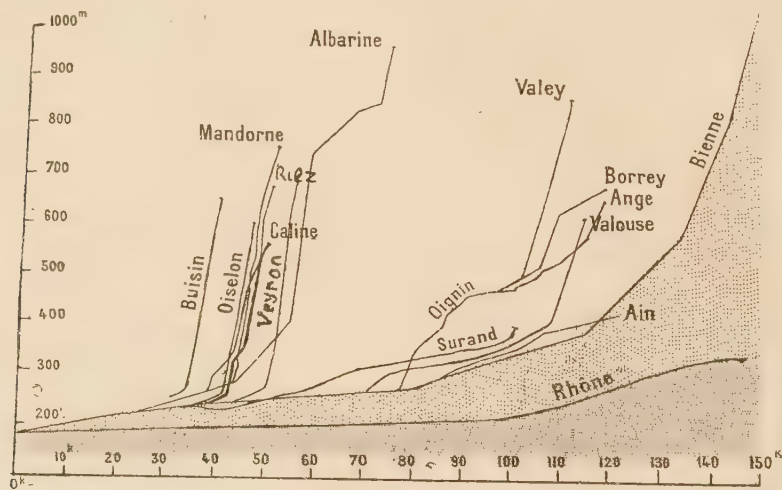


FIG. 22. — Profils longitudinaux des affluents bugistes de la rivière de l'Ain.

De ce qui précède, il est facile de voir que le val Ange-Borrey a été très fortement influencé par les glaciers. C'est à cette influence qu'est dû l'aspect d'un chapelet de dépressions que prend la vallée Oyonnax-Aranc lorsqu'on la regarde d'un point élevé. En commençant par le sud, c'est le marais d'Aranc qui se prolonge par des fonds tourbeux jusque auprès de Corlier, puis c'est la dépression marécageuse située au sud d'Izenave et qui termine la combe du Val, l'ombilic des Eaux-Mortes derrière Saint-Martin-du-Fresne, le lac de Nantua et sa ceinture aplanie, l'ancien lac d'Oyonnax qui a pu avoir un déversoir vers le nord du côté de Dortan, et qui est drainé en partie maintenant vers le sud. Ces bassins lacustres de durées diverses nous paraissent avoir joué un grand rôle pour le maintien des nombreuses coupures qui accidentent les versants de la vallée. En effet, durant le temps qu'a duré le comblement ou le rétrécissement des

lacs, les torrents ont pu déblayer leurs lits et continuer leur œuvre de sculpture du sol; leur force érosive augmentait du reste avec les progrès de l'assèchement des cuvettes lacustres.

Toutefois, il semble bien que cette explication n'est pas suffisante. En effet, le val Ange-Borrey ne reçoit presque pas d'affluents sur son côté occidental; des ruz ont cependant travaillé les Joux-Blanches, et ces ruz devraient être en vigueur aujourd'hui comme ceux des Joux-Noires. Il n'en est rien, et il faut dès lors faire intervenir la tectonique pour expliquer ce phénomène. La retombée orientale des Joux-Noires est assez accidentée et n'offre pas la régularité de la retombée occidentale; des contacts anormaux se produisent sur presque toute sa longueur, et elle paraît avoir servi de butoir à une poussée venue de l'est qui aurait jeté contre elle de nombreux plis¹. Cet état de choses a pu avoir pour résultat de concentrer sur le flanc occidental de nombreuses venues d'eau, d'où l'origine des combes et des ruz qui l'accidentent. Quoi qu'il en soit, leur présence et leur état n'est pas un des faits les moins singuliers du Bugey.

Les Joux-Blanches. — Le val Ange-Borrey est bordé à l'ouest par la chaîne des Joux-Blanches, ainsi dénommée parce que dans sa partie méridionale elle est presque exclusivement recouverte de bois blancs où domine le hêtre ou fayard.

Cette chaîne est à peu près parallèle aux Joux-Noires depuis la Bienne jusqu'à la coupure du château du Sapey, soit sur une longueur de 29 kilomètres. Le massif de l'Avocat (7 kil.), qui vient ensuite, est dirigé N. 45° W. à S. 45° E., puis, à partir de Corlier jusqu'à la cluse d'Ambérieu, l'ensemble est à peu près N.-S. Jusqu'à la cluse de Nurieux, la ligne des sommets depuis la Bienne est remarquablement uniforme et voisine de 700 mètres (fig. 23). Pour avoir une idée sommaire du modelé dans cette région, on peut suivre la route d'Oyonnax à Samognat. Après une montée assez raide, on arrive à un plateau voisin de 620 à 630 mètres d'altitude, plateau ondulé et bosselé sur lequel se trouve le village de Veyziat, puis une descente rapide marquée par le grand lacet du chemin conduit à la vallée de l'Oignin, située 250 mètres plus bas. Le plateau de Veyziat est incliné vers le nord et se termine en à-pic sur la Bienne. Entre ce plateau et les sommets de la chaîne, aplanis eux aussi, se trouve une vallée sèche assez encaissée et large de plus de 200 mètres, qui pend aussi vers

1. Communication verbale de M. Riche.

le nord. Tout le massif comprend de nombreuses vallées sèches longitudinales et des formes supérieures très émoussées. Il y a un abrupt marqué sur le bord occidental jusqu'à la hauteur de Géovreisset.

Au sud de la cluse de Nurieux jusque vers le château du Sapey, les traces de régimes hydrographiques antérieurs sont plus visibles encore, en particulier sur le bord occidental, où il est possible de raccorder les vallées longitudinales sèches qui découpent la chaîne en une série d'éminences à profil trapézoïdal, avec leurs anciens débouchés transversaux (fig. 25). Trois petits ruisseaux coulent encore au fond de ruz très développés. Le premier, au nord du château de Maillat, est en désaccord manifeste avec la largeur de sa vallée haute. Il finit en gorge, en ravinant des alluvions. Il en est de même pour le ruisseau du moulin Flumet. A eux deux ils ont isolé un monticule de 832 mètres d'altitude à l'ouest duquel

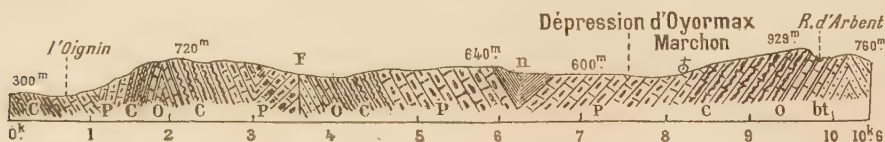


FIG. 23. — Coupe schématique au 1/60.000 de Cuise let à Marchon au travers des Joux-Blanches (D'après la carte géologique au 1/80.000 [Saint-Claude].)

Sur la gauche les Joux-Blanches aplanies et creusées de sillons. — Large fond plat de la dépression lacustre d'Oyormax. — Modelé très adouci des pentes occidentales des Joux-Noires sur la droite avec la combe du ruisseau d'Arbent.

LÉGENDE DÉTAILLÉE : *bt*, marno-calcaires bathoniens; *n*, marno-calcaires néocomiens; *o*, marnes oxfordiennes; *P*, calcaires kimmeridiens et portlandiens; *C*, calcaires coralliens (séquanien).

sont bâties les maisons du hameau de Tircul. La végétation ne nuit pas aux investigations, et, en suivant la route de Nantua à Cerdon, on peut très bien reconstituer un ancien réseau hydrographique de la région. Le ruisseau longitudinal qui naît vers la ferme Putier va rejoindre l'Oignin à l'ouest de Brion; sa source est très proche du ruisseau du château de Maillat; un petit vallon monte de ce dernier vers le plateau de la ferme Putier et montre qu'il y eut autrefois des relations autres que celles qui existent actuellement entre ces deux cours d'eau. La vallée longitudinale se poursuit, à sec, en amont de la ferme Putier, passe par Tircul et remonte vers le Bourdon, montagne aux formes lourdes et boisées; dans son trajet elle écorne le sommet des ruz de Maillat et du moulin Flumet. Le troisième ruz, celui du château du Sapey, ou de Badadan, était manifestement en relation avec une autre vallée longitudinale, ou mieux avec deux vallées longitudinales abouchées, l'une allant du nord au sud, l'autre du sud au nord,

jusqu'aux environs de la grange Replain, et du haut plateau qui constitue le sommet de l'Avocat. Cela est si net que nous avons choisi cet endroit comme type du premier cycle d'érosion (cycle Cimetière-Sapey).

La montagne de l'Avocat est nettement dissymétrique; son abrupt est tourné vers l'est; il est très accusé. A l'ouest, le massif se décompose en trois plans inclinés séparés par des ressauts. Cette configuration compacte n'est pas de très longue durée, et vers le sud, au niveau de Brouillat, le découpage par des vallées sèches recommence. Le plus important des plans inclinés est le moins élevé (500 m. environ). Il se relie avec d'autres surfaces d'aplanissement visibles sur la droite et sur la gauche du Veyron; c'est du haut de ce gradin que le Biez de la Fouge se précipite dans la gorge d'Epierre par une cascade de 50 mètres de hauteur (fig. 24).

A partir de Corlier, jusqu'à la cluse de Culoz-Ambérieu, les Joux-Blanches sont toujours découpées soit par des vallées sèches élevées, soit par des torrents. Le pla-

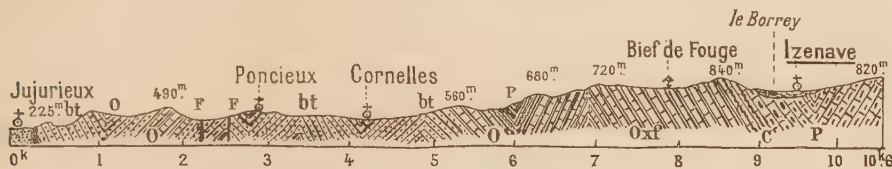


FIG. 24. — Coupe schématique au 1/60.000 de Jujurieux à Izenave au travers du rebord occidental du Jura et des Joux-Blanches.

(D'après la carte géologique au 1/80.000 [Nantua].)

A gauche, topographie des bandes faillées le long de la plaine bressanne. — Différents niveaux d'aplanissement : 490 m., 600 m. et 800 m., entaillés par des vallées sèches. — Dissymétrie du val du Borrey. — Dépression d'Izenave.

LÉGENDE DÉTAILLÉE : *bt*, marno-calcaires bathoniens; *c*, calcaires coralliens (séquanien); *o*, marnes oxfordiennes; *P*, calcaires portlandiens et kimmeridgiens.

teau d'Evosges ressemble au signal de Chaney par la multiplicité des accidents karstiques qu'il présente. Les formes supérieures sont presque toutes subhorizontales et témoignent d'une érosion intense.

L'ensemble de la chaîne conduit par suite aux mêmes conclusions relatives à l'existence de cycles antérieurs au cycle actuel. Partout les vallées sèches longitudinales paraissent entaillées dans les surfaces aplanies.

Val d'Oignin. — Les Joux-Blanches enserrant avec les monts Berthiant, dont l'étude détaillée sera faite avec la zone bordière de l'Ain, le dernier val du Bugey proprement dit, le val d'Izernore-Peyriat, drainé dans sa partie inférieure par l'Oignin de Saint-Germain-de-Béard à son confluent avec l'Ain à Coiselet. Le val d'Izernore-Peyriat, ou pour abrégé val d'Oignin, a sa pente générale dirigée du sud au nord. La carte struc-

ture du général de la Noë montre les courbes s'échelonnant en ordre



FIG. 25. — Fragment de la carte d'état-major au 1/50.000 réduit de moitié et montrant la topographie de vallées sèches et de surfaces d'aplanissement dans les Joux-Blanches.

Remarquer en haut à gauche vers Guriat et Peyriat l'extrémité méridionale du val asséché de l'Oignin.

vers les cascades célèbres (fig. 26) par lesquelles s'opère la descente accélérée de la

décroissant dans la direction indiquée. L'élargissement ou le renflement commun à ces formes géographiques se trouve à peu près en son milieu à la hauteur d'Izernore, les pointes extrêmes du losange touchent l'Ain au nord, et vers le sud la région bordière de cette même rivière qui est extrêmement faillée, entre Peyriat et Ceignes. Ce val a ceci de particulier que toute sa partie sud, la plus élevée, n'a pas de collecteur d'eau. Malgré cela, le val est bien façonné en forme de vallée, comme l'on peut s'en convaincre en jetant les yeux sur le fragment de la carte de l'état-major donné dans la figure 25 (environs de Peyriat et de Guriat). Il est à remarquer que le ruisseau de Nurieux ou de Volognat qui termine vers l'aval cette vallée sèche ne se forme qu'au milieu des alluvions glaciaires. Toute la vallée morte située en amont est entaillée dans le néocomien, qui semble ici, comme dans le Valromey, absorber les eaux de pluie avec une soif insatiable.

De Béard à Coiselet, l'Oignin parcourt sa troisième section (longueur, 16 k.; pente moyenne, 10 p. 1000; eaux moyennes, 10 m³; étiage, 1 m³; grandes eaux, 200 m³) et prend une allure plus vive. Gêné tout d'abord par les matériaux glaciaires, il les démolit assez rapidement et, après avoir quitté la terrasse qui fait suite à la moraine frontale de Saint-Germain-Nurieux, il va mordre à même le jurassique supérieur, depuis la hauteur d'Izernore jusqu'à son embouchure; quelques rares lambeaux de glaciaire se retrouvent seulement dans les environs de Charmine

rivière vers l'Ain. Le confluent est en gorge très nette, ce qui a de quoi surprendre si l'on considère que le glacier de l'Oignin a dû être considérable, parce qu'il était grossi par ceux de l'Ange, du Borrey, de la cluse Bellegarde-Nurieux et aussi par une ramification du grand glacier du Rhône.



Cliché Hudellet.

FIG. 26. — *Cascades de Charmine.*
Rupture de pente de l'Oignin.

III. — LE REVERMONT

Le Revermont est la partie du Jura méridional située sur la rive droite de l'Ain; elle est composée de deux chaînes sensiblement parallèles qui délimitent entre elles le val du Surand (fig. 27).

Les chaînes du Revermont. — Les chaînes du Revermont ne méritent

pas seulement d'être distinguées des autres voûtes du Bugey par leur orientation, mais aussi parce qu'elles présentent un phénomène particulier : elles sont renforcées sur leur flanc oriental par un chaînon adven-



FIG. 27. — Fragment de la carte d'état-major au 1/80.000 réduit de moitié et montrant le contact des vallées moyenne et inférieure du Surand.

Surface d'aplanissement de 320 à 240 m. — Terrasse de 10 à 15 mètres. — Méandres encaissés. — Bassins fermés de Drom-Ramasse, Romanèche-Hautecour. — Vallées sèches du Corent et du Revermont. — Aplanissement des régions hautes. — Comparaison entre le modelé des versants des bassins fermés et celui des versants du val du Surand.

tice plus ou moins oblique à leur direction générale, ce qui donne à la topographie de cette région un caractère tout spécial (fig. 27).

La plus orientale de ces chaînes est celle du Corent, dirigée d'abord N. 20° E. à S. 20° W., puis elle s'aligne ensuite N.-S. La dénudation des versants et des sommets permet d'y saisir des traits caractéristiques

semblables à ceux déjà décrits dans le Haut Bugey, mais beaucoup plus nets. Tout d'abord les surfaces supérieures sont remarquablement aplanies, comme l'a signalé M. Machacek, et cela quelle que soit l'inclinaison des couches. Cet aplanissement est très visible des Berthiant, d'où l'on jouit d'une vue superbe sur tout le Revermont; les sommets paraissent nivelés à une hauteur sensiblement égale. Dans cette surface sont creusées de véritables combes tapissées par endroits de glacière alpin, et où il ne coule plus d'eau : telles la vallée sèche de Grand-Corent à Simandre, celle de Petit-Corent, celle aussi qui est comprise entre le mont de Corent et le mont Rosset, etc. La vallée de Petit-Corent et celle qui s'étend entre le mont du Couloir et le mont de Racouse étaient drainées par la demi-cluse du ruz de Sélinat. Il en était de même pour la combe Arnans, plus au nord.

La chaîne du Nivigne qui surplombe la Bresse montre les mêmes phé-

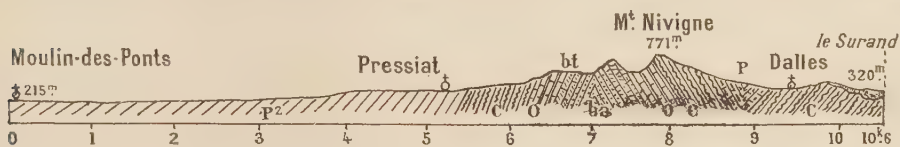


FIG. 28. — Coupe schématique au 1/60.000 de Moulin-des-Ponts à Dalles, au travers de la première chaîne du Revermont.

(D'après la carte géologique au 1/80.000 [Saint-Claude].)

1^{re} chaîne du Revermont et contact avec la plaine bressanne. — Vallées sèches ou combes du Nivigne.

Forme trapézoïdale entre Dalles et le Surand.

ba, calcaires durs du bajocien; bt, marno-calcaires bathoniens; o, marnes oxfordiennes; p, calcaires durs kiméridgiens et portlandiens; p², cailloutis pliocène bressan; c, calcaires coralliens du séquanien.

nomènes en les exagérant encore si c'est possible. Les crêtes supérieures sont aplanies (fig. 29), bien que les couches aient par endroits des inclinaisons voisines de la verticale, et le découpage de cette surface plane est poussé très avant, par de nombreuses vallées monoclinales.

Quelques-unes de ces combes, comme celle de Rosy, sont encore occupées par de minces filets d'eau. Elles sont séparées l'une de l'autre par des seuils étroits, et généralement elles sont creusées aux dépens des marnes oxfordiennes. On se rend bien compte de cette disposition en allant de Treffort à Pouillat. Après avoir suivi le ruz de Treffort, on se dirige vers le haut de la combe qui est à l'ouest du Rocher Lachat; le partage des eaux se fait au col des Engoulures, passe étroite par laquelle on gagne la branche méridionale du ruisseau de Ceillat, qui coule en sens inverse du ruisseau qui passe à Treffort. Plus au sud, le mont de Sancier, le mont Fayole, la Croix de la Dent, présentent des phénomènes analo-

gues; toutefois les combes ne sont plus animées par le murmure argentin des ruisseaux.

Greffés sur les chaînes principales de Revermont, se trouvent des chaînons secondaires moins élevés, sans combes, mais beaucoup plus aplanis et à formes trapézoïdales bien marquées. Ces chaînons, à contours sinueux, bordent avec les chaînes principales les remarquables bassins fermés de Montmerle-Drom-Ramasse et celui de Romanèche-Hautecour (fig. 29).

Rien de plus curieux que ces dépressions sans écoulement visible. Dans la vallée de Montmerle-Drom-Ramasse se produisent chaque année de petits effondrements locaux, en général au pied des versants, mais aussi un peu partout sans direction bien alignée. Il n'est pas rare d'entendre dire qu'en labourant un cultivateur a vu disparaître une bête de son atte-

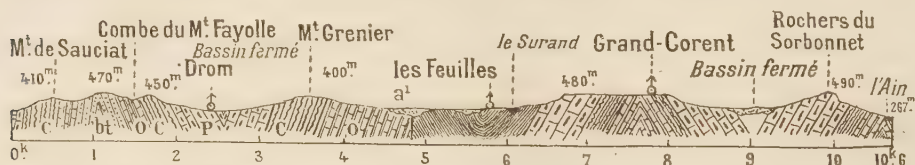


FIG. 29. — Coupe schématique au 1/60.000 de Drom à Grand-Corent, au travers des chaînes et des bassins fermés du Revermont.

(D'après la carte géologique au 1/80.000 [Nantua].)

Découpage de la chaîne (mont de Sauciat) par des combes. — La chaîne de Corent, très aplanie, n'est pas entamée en cet endroit, forme type du cycle Corent-Planachat. — Bassins fermés.

a¹, alluvions récentes et glaciaires; bt, marno-calcaires bathoniens; n, marno-calcaires néocomiens; p, calcaires durs kimmerigiens et portlandiens; c, calcaires coralliens du séquanien.

lage; c'est que le sol s'est subitement creusé; les trous parfois sont de véritables regards jetés sur un cours d'eau ou une nappe d'eau souterrains: lors des grandes pluies, ce cours d'eau, cette nappe, ont des issues trop petites pour déverser toute l'eau qu'ils reçoivent, et alors leur niveau monte, et quelques-uns des regards déversent à l'extérieur le trop-plein de l'eau souterraine, ce qui peut amener des inondations désastreuses. C'est pour remédier à ces inconvénients que le conseil général du département de l'Ain a fait percer un tunnel dans le chaînon du mont Grenier pour conduire directement les eaux de la dépression fermée de Drom dans le val du Surand.

Le bassin de Romanèche-Hautecour est encombré dans son milieu par des matériaux glaciaires; leur présence atténue dans une sensible mesure les phénomènes karstiques. Bien qu'échancré aux environs de Cize par le coude de la rivière d'Ain en cet endroit, ce bassin n'a pas de système de

drainage visible et semble se relier vers le nord aux plateaux karstiques de Corveissiat et d'Aromas, dans lesquels on assiste à l'épanouissement de la chaîne du Corent.

Si maintenant on essaye d'expliquer les formes des versants de ces dépressions en tout point comparables aux versants d'une vallée ordinaire bien modelée et presque semblables à ceux de la vallée du Surand, on est conduit à penser qu'autrefois ces bassins ont été parcourus par des eaux coulant à l'air libre. Ces eaux, d'après la carte structurale si sou-



Cliché Roche.

FIG. 30. — *Vue générale du sommet du Cuivron.*

Surface d'aplanissement de la 1^{re} chaîne du Revermont. — Une grande doline (Marmite de César) est creusée au sein de cette surface. — Caractère broussailleux de la végétation.

vent citée, devaient s'écouler du nord au sud. De fait, le bassin de Drom-Ramasse vers son extrémité méridionale entre le mont July et le Montiou présente une ouverture; la ceinture qui l'enserme est rompue, et l'écoulement pouvait se faire très facilement vers le val du Surand. Il y a même un léger découpage de la bordure à droite et à gauche du passage principal, où l'on peut voir des traces de l'érosion subaérienne. La dépression Romanèche-Hautecour pouvait communiquer elle aussi avec le Surand par le col du Tur, ou bien avec la vallée de l'Ain, par l'échancrure utilisée actuellement par le chemin qui unit les hameaux de Challes et de Chambod. Pendant que les eaux circulaient à découvert, les versants des dé-

pressions, surtout les versants couchés, étaient modelés et aplanis régulièrement, ainsi qu'on peut le constater aujourd'hui encore. Depuis lors, l'évolution de ces formes et leur abaissement ont été retardés; c'est l'effet du développement du régime karstique. Les eaux souterraines produisent à la longue un modelé irrégulier et capricieux tel que celui du fond de la cuvette Montmerle-Drom-Ramasse, où l'on voit des dolines alignées ou semées sans ordre; les matériaux effondrés ou ébranlés ne sont pas ordinairement entraînés, ce qui fait que l'abaissement n'est ni uniforme ni graduel, mais local et par secousses subites. Les versants debout sont jalonnés à leurs pieds par des dolines qui contribuent à leur donner une assez grande raideur. Les versants couchés, eux, ne supportent plus visiblement que les influences de l'érosion chimique qui agit très lentement. C'est ce qui explique la permanence de l'état d'aplanissement du sommet des chaînons secondaires.

D'après ce qui vient d'être dit, les bassins fermés du Revermont ne seraient que depuis peu de temps des poljes. Ils ont commencé à être modelés par l'eau courante à l'air libre; seul, en effet, ce dernier agent peut produire les formes aplanies des chaînons. La caractéristique de l'érosion souterraine se trouve dans l'indécision et l'irrégularité des formes qui en résultent. Ici on se trouve en présence de formes excessivement nettes et régulières. De plus, le fait que le fond des bassins fermés est encore susceptible d'inondation nous semble un indice sérieux de la jeunesse relative du drainage souterrain. Si ce dernier s'était exercé pendant un temps très long, il aurait creusé des cavités suffisantes pour absorber toutes les eaux qui s'amoncellent lors des grandes pluies, sans avoir à en laisser reparaitre au jour. De la sorte, on assisterait actuellement à un premier cycle d'érosion souterraine, cycle inachevé, étant donné que l'on peut admettre comme terme définitif de l'activité des eaux qui circulent à l'intérieur, le moment où ces eaux sont dans l'impossibilité de réapparaître dans leur bassin de réception. Le début du cycle d'érosion souterraine se place au moment où les eaux courantes ont cessé de modeler à l'air libre. Dans les chaînons secondaires du Revermont, cet instant est marqué par la fin de l'aplanissement de leur surface supérieure, c'est-à-dire à la fin du cycle Planachat-Corent. (A propos de ce dernier mot, nous faisons remarquer combien le village du Grand-Corent est heureusement situé pour faire comprendre l'évolution des formes du terrain de Bugey. Il est bâti sur la surface aplanie et rabotée d'une voûte qui, au nord et au sud, est entaillée par des combes. On a là, pris sur le vif, les deux cycles

qui se sont succédé avant le régime actuel. Aussi n'avons-nous pas hésité à accoler son nom à celui du Planachat.) L'érosion souterraine s'est donc fait sentir pendant le premier cycle (Cimetière-Sapey), qui a dû voir tarir ou changer de lit les affluents qui modelaient les versants des dépressions. Elle a, du reste, été entravée et retardée par les phénomènes glaciaires; à l'heure actuelle, il n'y a plus d'eau courante superficielle, elle est toute en profondeur, sauf lors des grandes eaux, ce qui indique que le cycle souterrain n'a pas encore atteint sa période de maturité complète.

Val du Surand. — Le val du Surand ne s'étend guère au nord que jusqu'au hameau de Lasserra, un peu en aval de Germagnat; c'est là seulement qu'il est une dépression entourée des deux voûtes formées par les chaînes du Revermont. Plus en amont, l'influence des failles de la région du vignoble vient compliquer les choses. Le val du Surand, d'abord assez resserré, s'élargit à la hauteur de Grand-Corent, où il atteint déjà plus de 2 kilomètres; puis, il continue à garder jusqu'à sa fin, vers Neuville-sur-Ain, sensiblement la même largeur. Dans ce val, comme dans les formes analogues du Bugey, se distinguent diverses surfaces d'aplanissement.

La plus élevée se voit sur la rive droite entre Chavannes-sur-Surand et Simandre, où l'horizontale de 380-390 m. nivelle le prolongement du mont de la Rousse au delà de Dhuis, la colline de Corcelles et celle de Chavuisiat-le-Petit. La seconde, beaucoup plus étendue et bien marquée sur les deux rives, offre une inclinaison générale du nord au sud dans le sens d'écoulement des eaux du val. Elle est comprise entre 320 et 290 mètres. En ligne droite, elle a une longueur de 17 kilomètres, du bois de Valuisant au confluent avec l'Ain, ce qui fait une pente de 1^m,77 p. 1000. Elle est très large et ne semble pas s'inquiéter de la nature des roches, puisqu'elle est établie indistinctement sur le néocomien, le portlandien, la mollasse et le pliocène supérieur. En consultant la carte géologique de Nantua, on a une excellente impression de cette plate-forme en lui attribuant tout ce qui, dans le val du Surand, porte la notation P₀. Il y a là une indication très sérieuse à retenir : la constitution de cette surface d'aplanissement daterait du début du quaternaire. Il est nécessaire d'ajouter que la question d'âge est subordonnée à la détermination de l'époque précise où ces cailloutis ont été déposés. Si cette formation est due au démantèlement du pontique dont on trouve des traces plus haut dans le val, au hameau du Noyer, il se pourrait que l'âge des cailloutis s'échelonnât sur une longue période pliocénique qui aurait suffi à le déposer

et à le niveler. Toute la partie inférieure du val du Surand apparaît donc de la sorte comme remblayée et aplanie.

Une troisième surface plane est visible en contre-bas de la précédente en amont de Meyriat; c'est une véritable terrasse élevée de 10 à 15 mètres au-dessus du lit actuel du Surand et qui comprend dans son sein, comme il est facile de s'en rendre compte dans les gravières de Bohas, des matériaux erratiques alpins. Cette terrasse est un document précieux pour la géographie du Bugey. Elle indique un ancien niveau du Surand à une époque très voisine des glaciers, durant le quaternaire si difficile à débrouiller dans la région. Les matériaux en sont en général assez fins, galets et sables quelquefois durcis par une cimentation ultérieure; la rivière qui les a déposés n'était pas loin de sa maturité et devait avoir une pente modérée. De deux choses l'une, ou bien l'on peut considérer cette terrasse comme post-glaciaire, ou bien comme interglaciaire. Si elle est postglaciaire, elle serait d'âge postwurmien ou postrissien, suivant que l'on admet ou non l'extension des deux dernières phases glaciaires dans le Revermont; si elle est interglaciaire, elle est indubitablement d'âge riss-wurmien.

Le Surand (longueur, 65 k.; eaux ordinaires, 30^{m³}; 0^{m³}, 100 à l'étiage; grandes eaux, 120^{m³}) prend sa source un peu au nord de Loisia, au contact du bajocien avec les marnes vésuliennes. En amont de Loisia s'étend une vallée sèche qui peut se suivre en même temps qu'un affleurement d'oxfordien jusqu'au niveau d'Augisey. Ce n'est que vers Gigny que le Surand entre, pour peu de temps, il est vrai, dans cette bande marneuse, où il a une pente très faible de 0^m,66 p. 1000. Vers les hameaux de Croupel, il coupe obliquement une bande bathonienne, puis il s'engage jusqu'à Montfleur dans une seconde bande oxfordienne. A partir de Montfleur, il gagne le fond du synclinal compris entre la première et la seconde chaîne du Revermont, où il coule d'abord sur le jurassique supérieur, puis sur le néocomien, qu'il atteint à Simandre, enfin dans la molasse vers le château de Saint-André et les alluvions de la plaine de l'Ain, où il se jette un peu en aval de Druillat.

L'aspect du val varie profondément selon les points de vue; chose étrange, ce sont les parties inférieures qui semblent les plus récentes, tandis que les parties supérieures ont en général une apparence assez âgée. La séparation, très nette, se fait aux environs de Meyriat. En amont s'étend la vallée large et bien modelée où sont groupées les nombreuses habitations de Bohas, Villereversure, Simandre et Chavannes; après un resserrement vers Germagnat et Montfleur, elle se continue en s'étrécis-

sant, mais sans jamais prendre des formes de gorge, par Broissia, Villechantria, Saint-Julien, Gigny. De la source à Simandre, la rivière coule sur un fond de vallée aplati, à profil transversal trapézoïdal et qui est accusé par la présence presque continuelle de prairies marécageuses sur les deux rives. Tout autre est l'aspect en aval de Meyriat : le Surand coule entre des parois abruptes dont la hauteur varie de 15 à 20 mètres, dans un véritable cañon qui décrit de nombreux méandres (fig. 31).



Cliché Hudellet.

FIG. 31. — *Encaissement du Surand en aval de Meyriat.*

Si l'on quitte les bords de la rivière pour gravir les versants qui l'entourent, on jouit d'un magnifique paysage, dont l'harmonie ne laisse pas d'émuouvoir et de surprendre, tant elle est différente de celle qu'évoquent les autres vallées du Bugey ; ce n'est pas l'austérité sauvage du val Chézery, la puissance majestueuse de la traversée du Rhône de Seyssel à Culoz, la richesse plantureuse du val Romey et du val d'Hauteville-Brenod, aux vertes prairies encadrées par de superbes forêts de sapins ; non, aucun de ces éléments ne se retrouve dans la vallée du Surand, dominée par des collines aux flancs doucement modelés, généralement dépourvus de parure forestière, recouverts d'un tapis de verdure ou de broussailles où apparaissent souvent les roches jurassiques, qui se désagrègent suivant mille formes variées. Le charme est fait de la joie qu'éprouvent les yeux à suivre le cours capricieux de la rivière au sein des prai-

ries, à contempler les nombreuses habitations étagées sur les paliers plus ou moins élevés, à s'accrocher aux ondulations aussi souples que multiples qui paraissent s'élever et jaillir d'une vaste plaine. Tel est le paysage vu des hauteurs du Corent ou de Cuvergnat pour la partie amont.

Très différent est celui de la seconde section vu des hauteurs de sur le Mont ou de la Croix de la Dent. Il n'y a plus de rivière, mais une plaine très boisée où sont piqués çà et là quelques hameaux; l'impression est d'un tout autre ordre, plus sévère et moins attrayante.

Dans cette plaine, qui constitue le fond de la vallée inférieure du Surand, est entaillée une gorge de plus de 15 kil. de longueur, très peu large en général et d'une profondeur variant de 15 à 20 mètres. Cette gorge est sinueuse et présente de nombreux méandres, tels que ceux de Chatillonnet, du château de Beaurepaire, de Chiloup, du moulin de Résignel, de Châteauvieux, de Saint-André. De la sorte, la partie inférieure de la vallée du Surand paraît beaucoup plus jeune que sa partie supérieure, qui a une forme franchement sénile. Le contraste est d'autant plus grand que la pente de la rivière est extrêmement faible de Châteauvieux à l'embouchure, en pleine gorge, où elle atteint seulement 0^m,75 p. 1000. Dans ce dernier tronçon, il est tout à fait remarquable que la pente du profil moyen longitudinal du Surand est inférieure de beaucoup à celle de la rivière d'Ain, qui sur la même longueur, soit 8 kilomètres, comptés en amont du confluent, est égale à 1^m,25 p. 1000.

Au moment où le Surand s'encaisse, entre Bohas et Meyriat, se produit une rupture de pente assez considérable : le profil montre une déclivité de 3 m. p. 1000, alors qu'immédiatement plus haut, de Villereversure à Bohas, elle n'est que de 0^m,40 p. 1000.

Ces brusques changements de pente, sans que rien ne soit changé dans la nature des roches sur lesquelles coule la rivière, joints à la forme particulière en gorge de la vallée inférieure, gorge creusée au sein d'une surface d'aplanissement manifeste, suggèrent l'idée que des mouvements récents ont dû se produire dans cette région et aider à lui donner sa forme actuelle, où dominent de nombreux méandres encaissés. Nous voyons une preuve de la réalité de ces mouvements dans ce fait que la terrasse de 10 à 15 mètres vient mourir en aval, au niveau de la surface d'érosion de 290 à 320 mètres; cela est manifeste de Meyriat à Charinaz. Donc, si les apparences ne sont pas trompeuses, des mouvements récents se sont produits dans la partie inférieure du Revermont.

Il est impossible de quitter le val du Surand sans faire remarquer com-

bien les influences karstiques y sont développées. Dolines, trous, empoisieus, abondent sur la rive droite et criblent la surface d'érosion de 290 à 320 mètres, du Noyer à Confranchette, là où les alluvions du P₀ ont disparu. La rivière ne traverse pas impunément les calcaires néocomiens et portlandiens, elle subit des pertes très nombreuses qui la sèchent complètement en amont de Villereversure et de Bohas, où il est possible de retrouver son cours souterrain au moyen de véritables regards naturels qui servent de puits en temps de sécheresse. Les pertes sont du reste compensées par des résurgences, car s'il n'en était pas ainsi, la vallée du Surand deviendrait vite une vallée sèche, la rivière ne recevant aucun affluent depuis Lasserra.

CONCLUSIONS

Différentes conclusions peuvent se dégager de l'étude détaillée de ces régions, où le val devient une forme caractéristique.

Dans le Pays de Gex, comme dans les chaînes du Haut-Bugey et dans le Revermont, les éléments primordiaux constitutifs du relief du terrain, la voûte et le val, sont susceptibles de modifications particulières qui n'altèrent pas leurs caractères généraux, mais qui leur donnent cependant une physionomie à part. Ces modifications, dans l'ensemble qui vient d'être décrit, affectent les parties élevées de la voûte et les régions basses du val.

Les parties élevées des chaînes présentent toujours des pentes beaucoup plus douces que les parties moyennes, et très souvent des traces d'un aplanissement manifeste. Au sein des surfaces aplanies des sommets, apparaissent des combes longitudinales très développées, dont les relations avec les ruz transversaux et les artères originelles (originel est pris ici dans le sens de MM. de la Noë et de Margerie) sont plus ou moins faciles à rétablir. Les combes sont taillées dans la surface aplanie de la voûte sur les flancs de laquelle elles s'étagent à différentes hauteurs. Elles sont postérieures à l'établissement des ruz.

Avant de retracer l'ordre de succession de ces différents phénomènes, qu'il nous soit permis de citer une page du magistral ouvrage de MM. de la Noë et de Margerie sur la manière dont s'est établi le réseau hydrographique dans le Jura :

« Les caractères distinctifs des régions plissées sont réalisés d'une manière parti-

culièrement complète dans le Jura : cette contrée présente une succession de voûtes et de dépressions à peu près parallèles, avec lesquelles les crêtes et les vallées se montrent dans un rapport intime. Les plus hautes altitudes sont atteintes sur le bord oriental, celui qui regarde la Suisse, et la pente générale de la région est dirigée par conséquent à peu près perpendiculairement au tracé des axes, vers le nord-ouest (par pente générale nous entendons ici celle d'un plan tangent au sommet des différents plis du Haut Jura). Si la surface primitive avait coïncidé exactement avec ce plan et si ce dernier s'était prolongé à l'ouest, jusqu'à la lisière occidentale du massif, nous verrions les principaux cours d'eau, ceux que nous avons appelés cours d'eau originaux, se diriger rapidement vers l'extérieur. Or, il n'en est pas ainsi : ils s'échappent, il est vrai, du massif dans le sens indiqué par le mode de relèvement de la contrée, mais c'est seulement après avoir coulé parallèlement à la direction des plis ; ce qui s'explique, comme nous allons le voir, par la configuration primitive de la région.

« Il est, en effet, facile de vérifier que les cours d'eau principaux de la région, le Doubs, l'Ain, le Dessoubre, la Valserine, suivent, dans la plus grande partie de leur tracé, le fond des plis synclinaux ; et si parfois ils traversent une ou plusieurs voûtes pour passer d'une vallée synclinale dans une autre, cette circonstance peut s'expliquer de la façon suivante : la région considérée n'est pas formée par des plis rigoureusement parallèles et toujours distincts les uns des autres, auquel cas les cours d'eau coulant dans les dépressions intermédiaires continueraient indéfiniment dans les mêmes vallées synclinales ; au contraire, parmi ces plis, il en est qui viennent parfois se réunir l'un à l'autre pour se séparer de nouveau, donnant lieu à une série de dépressions fermées dans le sens longitudinal, du moins quand on considère une couche non encore entamée par l'érosion, dont la disposition nous reproduit nécessairement celle de la surface à l'origine. C'est dans ces dépressions que les eaux ont dû s'accumuler au début, en formant autant de lacs qui se déversaient l'un dans l'autre par les points les plus bas. Il est naturel de penser que ces points se sont rencontrés de préférence sur la ligne de séparation de deux dépressions situées dans le prolongement l'une de l'autre, et que par suite la communication s'est établie en général suivant les synclinaux ; et le tracé des cours d'eau que nous avons nommés, en dehors de considérations que pourrait nous fournir la géologie, montre qu'il en a été réellement ainsi ; mais parfois cependant on conçoit que la communication ait pu se faire transversalement à l'axe des voûtes : tel paraît avoir été le cas pour les cours d'eau qui ont donné lieu aux cluses si remarquables du Jura bernois¹. »

Ainsi le val a commencé par être un synclinal qui s'est rempli à une hauteur plus ou moins grande et qui s'est déversé dans un lac synclinal situé plus bas dans le même val, soit dans un val voisin, transversalement à l'axe d'une voûte. Lorsque ces lacs se vidèrent, le cours d'eau

1. DE LA NOE ET DE MARGERIE. *Les Formes du terrain*, p. 129 et 130.

originel qui les remplaça creusa son lit profondément dans les assises du val, tandis que des affluents subordonnés établissaient leur cours inférieur sur le fond asséché des anciennes nappes lacustres. Durant toute cette période, les régions hautes qui séparaient les divers lacs étaient la proie de l'érosion et tendaient à s'aplanir, tandis que les parties les plus basses étaient protégées momentanément par la couverture liquide. L'aplanissement des sommets, qui avait pu commencer auparavant, se continua grâce à l'extension des ruz, qui montèrent de plus en plus haut à mesure que leur niveau de base (lac synclinal) descendait et se vidait. Cet aplanissement fut accompagné par des ablations intenses qui permirent à la différence de dureté des roches d'exercer une influence sérieuse sur le modelé; les couches dures furent triées et mises en relief, tandis que les moins résistantes étaient entraînées. C'est alors que s'établirent les combes longitudinales et qu'elles remontèrent peu à peu de chaque côté des ruz transversaux, en suivant l'axe de la voûte; elles allèrent jusqu'à s'adosser les unes aux autres et à créer des « engoulures » : c'est l'état le plus parfait qui ait été obtenu dans le développement du réseau hydrographique du Jura. Depuis lors, il s'est produit des changements manifestes : les combes sont réduites pour la plupart à l'état de vallées sèches; les ruz, sauf dans les Joux-Noires, sont en train de mourir, et les artères maîtresses semblent toutes disproportionnées, le Rhône mis à part, avec le val qui les abrite.

Les formes du relief dans le Pays de Gex, le Haut-Bugey et le Revermont conduisent à distinguer dans cette succession de phénomènes au moins trois cycles d'érosion. Le plus ancien est celui qui a donné l'aplanissement des sommets ou des régions élevées, et que nous avons qualifié de cycle Planachat-Corent, du nom des pays où il est le plus visible. Le plus récent est le cycle actuel, où les artères originelles, disproportionnées avec les vallées où elles coulent, sont pauvres en branches subordonnées du premier ordre ou ruz, et dépourvues de rameaux du second ordre, c'est-à-dire de ruisseaux drainant les combes. Entre ces deux cycles, se place un cycle intermédiaire, celui du Cimetière-Sapey, caractérisé par le développement des combes et la constitution d'un réseau hydrographique complet et harmonieux, où artères originelles et branches subordonnées des deux ordres étaient intimement unies et en plein fonctionnement.

Les divers paliers qui tapissent le val Chézery, le Valromey, le val de Brenod-Hauteville, le val du Surand, sont des témoins d'érosion; nous

n'avons pu les relier d'une manière certaine ni au cycle Planachat-Corent ni au cycle Cimetière-Sapey. Il sont tous antérieurs à la dernière extension glaciaire, et par conséquent assez anciens. Nous les considérons comme des stades dans l'approfondissement successif de chaque val; il semble très probable qu'ils ne se correspondent pas entre eux d'une manière très exacte, et qu'il serait téméraire de rechercher un parallélisme rigoureux entre les gradins qui accidentent le val Chézery, par exemple, et le Valromey. Chaque val a possédé une vie propre, qui n'a pas été soumise seulement aux influences si bien décrites par les auteurs des *Formes du terrain*, mais encore à la nature des roches rencontrées pendant l'approfondissement et aux influences glaciaires.

Le Jura, essentiellement composé de roches calcaires, fut revêtu à la fin du miocène, dans le fond de ses synclinaux, d'une couche mollassique imperméable qui facilita la constitution de lacs après le plissement définitif de la chaîne. Lorsque ces lacs se vidèrent, la couverture de mollasse fut déblayée en grande partie, et les couches calcaires, presque toutes perméables en masse et de plus fissurées par les derniers efforts orogéniques, reparurent au jour. Les eaux superficielles, dès lors, perdirent de leur force érosive (toutes choses égales d'ailleurs) et tendirent à s'infiltrer. Elles ne s'arrêtèrent qu'à la rencontre de couches marneuses plus ou moins imperméables.

Les principaux horizons marneux, d'importance inégale, sont ceux du néocomien, du virgulien (pars), de l'oxfordien et du lias. Les marnes néocomiennes donnent encore aujourd'hui naissance à de belles sources, mais, par suite d'une longue érosion, ces marnes finissent par être entraînées, et les eaux descendent plus bas. Les preuves de ce fait abondent; des horizons marno-calcaires néocomiens, tels que celui de la vallée du Surand, sont devenus aussi perméables que le portlandien. Aux environs de Ruffieu, dans le Valromey, des sources ont disparu, que l'homme a vues fournir une eau abondante. Le moment n'est pas éloigné où la pellicule néocomienne, creusée et percée par la circulation des eaux, ne suffira plus à maintenir à la surface les sources qu'elle réunit. Ce sera plus bas, dans les endroits où le virgulien est marneux, et surtout dans l'oxfordien, qu'il faudra chercher des nappes d'eau capables de satisfaire aux besoins de l'alimentation. En fait, dans le Haut-Bugey occidental et dans le Revermont, c'est ce dernier niveau qui fournit les sources les plus importantes.

Il est infiniment probable qu'il y a une liaison entre l'abaissement du

niveau des sources et l'atrophie des membres supérieurs (combes) du réseau hydrographique subordonné. A mesure, en effet, que les marnes néocomiennes ou virguliennes disparaissent et cessent d'être un niveau aquifère, les eaux tombées sur les terrains postérieurs à l'oxfordien s'infiltrant plus ou moins immédiatement jusqu'à la rencontre de ce dernier niveau, où elles se réunissent en tenant compte de la pente des couches et finissent par donner lieu à un écoulement. L'érosion produite par l'eau courante à ciel ouvert ne commence plus qu'à partir de cet endroit, et il y a un arrêt très marqué dans le développement du réseau hydrographique dans les régions où dominent les terrains supérieurs à l'oxfordien. C'est ainsi que l'on peut expliquer dans une certaine mesure la localisation des sources et des ruisseaux entre les courbes hypsométriques de 600 et de 800 mètres qui sont généralement situées dans des terrains néocomiens. De là ce fait que, dans le Jura, l'hydrographie n'est pas seulement fonction de la surface structurale, mais aussi de la nature perméable ou imperméable des roches qui affleurent.

D'ailleurs, les choses ne paraissent pas se passer avec une pareille simplicité. Comme on l'a vu dans le chapitre II, les facies d'un même horizon sont très souvent variables d'un endroit à un autre, ce qui rend extrêmement minutieuse l'application de ces principes généraux à chaque cas particulier. C'est à ce fait de la variabilité d'un même horizon géologique que l'on doit attribuer le peu de développement de l'hydrographie souterraine. Les eaux infiltrées dans les diaclases d'une roche perméable rencontrent des bandes marneuses ou marno-calcaires très peu perméables, qu'elles mettent un certain temps à creuser avant de rencontrer un nouveau banc plus facile à pénétrer. Ce fait peut se reproduire plusieurs fois au cours de la descente au travers d'un terrain avant l'arrivée en contact d'une des masses marneuses précédemment signalées. On comprend dès lors la lenteur avec laquelle le réseau souterrain doit s'établir, et qu'en certains endroits il soit encore très près de la superficie. C'est cette même nature des roches jurassiennes, calcaires plus ou moins mêlés de veines marneuses, qui empêche d'admettre dans le Jura méridional plusieurs cycles d'érosion souterraine. On ne constate pas dans ce dernier pays des phénomènes karstiques aussi grandioses que dans les Causses, et cette différence d'intensité tient évidemment à la moins grande pureté des calcaires du Jura.

Néanmoins, on peut dire que la majeure partie de la grande oolithe et du jurassique supérieur, l'urgonien et le néocomien, ce dernier grâce

parfois à son usure, sont des terrains perméables dans leur ensemble, sauf à la rencontre de minces lits marneux. D'après la répartition des affleurements des divers sédiments du Jura, on constate que ces roches perméables constituent plus d'un tiers de la superficie d'un pays. Par suite, l'influence de l'infiltration et de l'érosion souterraine y est devenue très grande.

Cette influence serait beaucoup plus manifeste si les glaciers n'étaient venus apporter un nouvel élément à la lutte que se livrent entre elles l'érosion subaérienne et l'érosion souterraine. On a vu quelles formes spéciales font naître les alluvions glaciaires dans le Pays de Gex et dans le Valromey, comment elles facilitent, en général, la réunion des eaux sauvages dans des collecteurs qui circulent à la surface du sol. Lorsque, par suite de l'érosion régressive, le manteau obturateur laissé par les glaciers se déblaye, les fissures des couches sous-jacentes reprennent leur pouvoir absorbant, et les eaux descendent dans le sous-sol. Partout où les alluvions forment une couverture assez puissante, il se produit des sources qui travaillent activement au modelé; ce travail est brusquement interrompu quand les alluvions ont été réduites par l'érosion; les sources et les ruisseaux disparaissent et donnent lieu à quantité de vallons desséchés.

CHAPITRE V

LES HAUTS PAYS DES MOLUNES ET DE RETORD. — LE MASSIF
DU MOLARD DE DON. — LE BASSIN DE BELLEY. — LA
ZONE BORDIÈRE DE L'AIN.

I. — HAUTS PAYS DES MOLUNES ET DE RETORD

Le val de Chézery et le val du Rhône en amont de Seyssel limitent à l'est un pays d'altitude moyenne assez élevée, comprise entre 1.000 et 1.200 mètres; à l'ouest, ce sont les voûtes des Joux-Noires jusqu'à Nantua, et du Planachat, des Neyrolles à la hauteur de Brenod, qui le bornent; au nord, son extension va bien au delà de la limite artificielle que nous avons attribuée au Jura méridional; au sud, la dépression transversale du col de Richemond-Ruffieu le sépare du Valromey. La cluse Bellegarde-Nurieux subdivise la région ainsi limitée en deux parties : au nord, le pays des Molunes; au sud, le pays de Retord.

Le caractère de ces hauts pays, c'est d'être accidentés par une multitude de petites vallées plus ou moins parallèles entre elles et de largeurs sensiblement égales. Ces vallées peuvent se trouver situées entre deux voûtes, et dans ce cas, au point de vue tectonique, elles doivent être classées dans le type val; mais leur ressemblance ici avec les combes monoclinales fait que, pratiquement, il n'y a guère de distinction possible, d'où ce fait que cette région peut être spécialisée par la prédominance des vallées en forme de combes, caractère qui coïncide du reste avec une complexité des accidents tectoniques plus grande qu'ailleurs.

Pays des Molunes. — Ce pays comprend toute la voûte du Chalam, sauf son versant qui descend à la Valserine, ainsi que l'immense retombee de la forêt d'Echallon qui s'appuie aux Joux-Noires.

Voûte de Chalam. — Comme la chaîne du Reculet, sa voisine à l'est, celle du Crêt

de Chalam, vient d'assez loin au nord-est avant d'entrer dans le champ de notre étude, aux environs du village de Moussières. De là on peut la suivre jusque sur la rive gauche de la Semine, au sud de Montanges et de Champfromier, sur une longueur de 80 kilom. Sa direction dominante est parallèle au cours de la Valserine, soit N. 30° E. Le point culminant Crêt de Chalam (1.648 m.) est situé près de son extrémité méridionale, juste au moment où la voûte,

jusqu'alors normale, devient affectée d'accidents tectoniques intenses.

Quant aux conditions morphologiques de ces hautes régions, l'examen des profils ci-joints du Crêt de Chalam permettra facilement de se rendre compte du mode spécial d'agencement

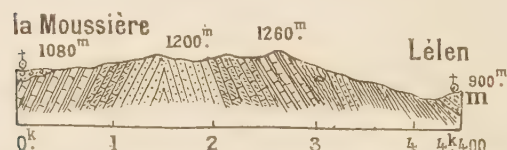


FIG. 32. — Coupe schématique au 1/60.000 de Moussières à Lélèx, à travers le pays des Molunes.

(D'après la carte géologique au 1/80.000 de Saint-Claude.)

des divers éléments qui constituent les sommets de ce chaînon. Ainsi dans le premier de ces profils (fig. 32) on les remarque dessinant deux plates-formes étagées, séparées par une dénivellation d'environ 150 m. La plus élevée (1.200 à 1.260 m.) se montre entaillée par deux larges vallées à pentes adoucies, régulièrement modelées, ce qui coïncide avec l'aplanissement de la ligne des sommets couverts de pâturages qui les séparent. La plus basse s'incline vers l'ouest en se montrant bosselée par des dépôts morainiques ou des ressauts rocheux à contours moutonnés. Vers l'est, sa pente, devenue très douce, depuis le sommet (1.260 m.) jusqu'à la Valserine, elle-même logée dans une vallée très évasée au sein d'assises hauteriviennes, ne présente de ressaut sensible qu'à la rencontre d'un gros banc de calcaire corallien placé entre les marnes oxfordiennes qui occupent le sommet de cette pente et les couches également peu résistantes du jurassique supérieur qui viennent ensuite très largement à l'affleurement; ce calcaire coralligène, bien résistant comme d'habitude, s'annonçant au milieu des assises tendres encaissantes par un abrupt prononcé.

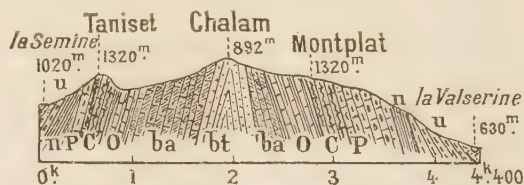


FIG. 33. — Coupe schématique au 1/60.000 au travers du haut pays des Molunes.

(D'après la carte géologique au 1/80.000 de Nantua.)

bt, calcaires durs bajociens; *ba*, marno-calcaires bathoniens; *n*, marno-calcaires néocomiens; *p*, calcaires durs kimmeridgiens portlandiens; *c*, calcaires coralliens du séquanien; *u*, calcaires durs urgoniens.

Tout autre est l'aspect du profil suivant (fig. 33). Les deux plates-formes précédentes ont cédé la place à une série de vallées d'altitude croissante, séparées par des crêts élevés, mais cependant ici encore (sauf celui de Chalam) aplanis fortement. C'est ce qu'indique d'ailleurs le nom symbolique du plus oriental d'entre eux, « Montplat ». Le versant oriental, très adouci au sommet ainsi que et surtout à la base en descente sur la Valserine, offre de nouveau en son milieu, entre 1.200 et 800 m., une forte rupture de pente à la rencontre d'une très large bande de calcaire dur.

A cette hauteur, le panorama qui se déroule sur l'ensemble de cette région est vraiment remarquable. Au N.-O. s'étale une immense plaine ondulée où s'alignent, suivant une orientation N. 30° W.; des collines boisées ou recouvertes de pâturages. Entre chacune d'elles, des vallons s'éparpillent au milieu de la verdure, et des maisons égayent le paysage plutôt sévère qu'on a sous les yeux. Au S.-W. c'est la magnifique forêt de Champfromier qui attire le regard. Dans l'ensemble, aucune cime en saillie, aucun sommet escarpé, rien que des formes émoussées, et ce n'est que dans les creux, comme dans toutes les hautes régions où les sommets tendent à la pénéplation, que se localise l'attrait du paysage. Ainsi s'offrent, par exemple, aux regards, dans le sud, les gorges sauvages du Nant sec et de la Rochette qui débouchent dans le bassin de Forens. A l'est, la grande chaîne du Reculet dessine une barrière très large qu'il semblerait possible de toucher du doigt, tant s'efface à son pied la profonde coulée de la Valserine. Et ce qui frappe encore plus dans ce tour d'horizon, c'est l'absence de toute nappe liquide. On chercherait en vain dans le creux des vallées le moindre filet d'eau; l'œil n'y rencontre que du bois, de l'herbe et des pierrailles.

Pour mieux connaître ces hautes régions, il est nécessaire de suivre une des routes qui les traversent. Une des plus instructives est celle de Chézery aux Molunes en passant par les Closettes. Une fois parvenu à l'altitude de 1.100 à 1.200 mètres, après une rude ascension, c'est une simple promenade; on circule sur un tapis de verdure sans fin, étendu entre deux croupes quelquefois boisées, mais le plus souvent garnies de pâturages et sur lesquelles s'étagent à des hauteurs diverses, mais toujours faibles, des maisons aux formes vastes, lourdes, aux traits déprimés, qui semblent s'élever à regret au-dessus du sol. A partir de la Châtelaine, ces habitations s'espacent de plus en plus, et le paysage, toujours le même, devient d'une monotonie désespérante.

On passe d'une combe à l'autre sans s'en douter, et le voyage dans le sens longitudinal de la chaîne ne cause aucune fatigue. C'est tout autre chose si l'on entreprend de la traverser de l'est à l'ouest. Il faut alors incessamment monter et descendre; de très courts paliers ne s'y trouvent qu'au sommet des collines et dans le fond des vallons. Les chemins cherchent le plus possible les ensemlements nombreux dans ce réseau interminable de monticules allongés, afin d'éviter une gymnastique devenue fatigante à la longue. Une journée de marche aux environs des Hautes Molunes, au son des clochettes ou « tupins » des innombrables troupeaux

qui broutent l'herbe courte et parfumée, parmi les gentianes et les lis maritons, en dirait plus long à ce sujet que la meilleure description (fig. 34).

Un trait essentiel du paysage des Molunes, c'est le grand développement des phénomènes karstiques connus sous le nom d'emposeux. A de nombreux endroits, la surface apparaît criblée de trous ou d'entonnoirs de dimensions variables où se perdent les eaux pluviales et de fonte de neige. Il semble que ces cavités choisissent de préférence le bas des croupes pour leur établissement, mais ce n'est pas un fait général; il en existe aussi au sommet des crêtes et dans les vallons. Le réseau souterrain apparaît très bien développé, car on ne cite pas de réapparition au jour des eaux engouffrées à la surface de ce haut pays.

En somme, l'aspect de la chaîne du Chalam ou de la région orientale

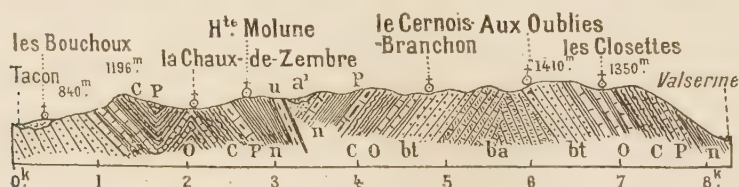


FIG. 34. — Coupe schématique au 1/60.000 des Bouchoux au Closottes, aux travers du pays des Molunes.

(D'après la carte géologique au 1/80.000 [Saint-Claude].)

a, alluvions récentes et glaciaires; *ba*, calcaires durs bajociens; *bt*, marno-calcaires bathoniens. *m*, grès mollassique; *n*, marno-calcaires néocomiens; *u*, marnes oxfordiennes; *p*, calcaires durs kimmeridgiens et portlandiens; *C*, calcaires coralliens, du séquanien; *u*, calcaires durs urgoniens.

des Molunes peut être traduit de la façon suivante : c'est un massif surélevé, sculpté par des rigoles plus ou moins profondes, assez larges, communiquant facilement les unes avec les autres par des ensembles très élargis. Il n'y a pas d'eau courante, et la surface du pays est accidentée par de nombreux emposeux. Enfin, les crêtes qui séparent les divers sillons longitudinaux ou combes sont manifestement aplanis (fig. 35).

Il est tout naturel d'appliquer à cette structure particulière les considérations précédemment développées au sujet des formes topographiques qui accidentent les sommets des chaînes dans les régions où le val devient leur forme caractéristique. C'est ainsi que l'on peut attribuer au cycle Planachat-Corent l'aplanissement des crêtes, et dire que la multiplicité des combes se trouve le fait du cycle Cimetière-Sapey. Toutefois, il nous semble qu'il y a lieu d'examiner s'il n'y a pas d'autre cause, et en particulier pourquoi de semblables surfaces sont privées d'eau courante.

Ce dernier fait provient du développement du régime karstique, qui se

traduit aux yeux les moins prévenus par la fréquence des entonnoirs accidentant toute la région. Mais, si ce régime karstique est très développé, il doit influencer sur la topographie extérieure, et c'est cette influence qu'il importe de mettre en évidence.

Le réseau hydrographique souterrain des Molunes n'a pas modelé le sommet des crêtes, pas plus qu'il n'a déterminé l'ouverture des combes au sein de la plate-forme des sommets. L'eau courante à l'air libre seule est capable de sculpter des formes aussi bien ordonnées; ainsi les combes s'y alignent parallèlement entre elles; de plus, au lieu d'être établies exclusivement dans des roches imperméables, elles affectent des terrains où l'eau peut s'infiltrer sans que pour cela elles changent de direction. De même, la carte géologique détaillée de Saint-Claude fait voir que les lignes de crêtes coupent en biais les bandes des divers terrains.

Mais alors l'érosion souterraine ne serait-elle responsable que des bosselures superficielles déterminées par des emposieux? Nous ne le croyons pas, car ici elle semble posséder un réseau très complet parvenu à maturité; les eaux absorbées dans le haut pays ne reviennent pas à la surface de cette région. L'aspect sénile du paysage semble dû au complet soutirage effectué par les suçoirs du réseau hydrographique souterrain. Les formes superficielles se conservent très bien, malgré des chutes d'eau importantes; l'élément liquide est immédiatement



FIG. 35. — Fragment de la carte d'état-major au 1/50.000 réduit de moitié et montrant la topographie du haut pays des Molunes.

Combes multiples avec ruz. — Surfaces aplanies des crêtes séparatives. — A droite en bas, vallée de la Valserine très encaissée; à gauche, la Semine, début de la combe d'Évuaz, y est peu encaissée.

attiré en profondeur et n'a pas le temps d'agir à la surface, de là un retard dans l'évolution. Sous l'influence de l'érosion souterraine, les branches subordonnées se sont anémiées, puis atrophiées; seules les artères maitresses qui avaient davantage approfondi leur lit ont continué à fonctionner.

Dans le cas présent, les artères maitresses sont représentées par la Valserine et la Semine. La Valserine est beaucoup plus encaissée que son affluent à la hauteur du Crêt au Merle; mais la Semine se rattrape bien vite en bondissant par-dessus rapides et cascades qui l'amènent de la combe d'Évuaz au fond de la Combe Orva. Au reste, c'est le moment d'entrer dans quelques détails au sujet de cette curieuse rivière, qui sépare la partie orientale du pays des Molunes de sa partie occidentale : l'énorme retombée de la forêt d'Échallon.

La Semine (longueur, 24 k. ; eaux moyennes, 2^m3,040; étiage, 1^m3,050; grandes eaux, 60^m3,800) naît un peu au sud de Haute-Molune sur le versant occidental du Crêt de Chalam. Jusqu'au Saut à l'Ane, elle court sans accident notable au travers d'une vallée verte dominée par des sapins; c'est à peine si l'on peut en croire ses yeux : de l'eau courante à proximité de ce plateau ondulé si aride, et cela sans que la vallée où elle coule diffère notablement de ses voisines mortes ou inanimées! A partir du Saut à l'Ane, la Semine, par une série d'accidents très brusques, gagne l'excavation large et profonde appelée Combe Orva, et la parcourt de l'est à l'ouest. (La Combe Orva est une des plus belles curiosités naturelles du Jura méridional. Elle mérite d'être vue soit d'en bas des bords de la Semine, soit d'en haut des hauteurs dites sur la Roche au nord. De ce dernier point on a une vue magnifique, et l'on peut assister au travail de l'érosion souterraine qui déchausse petit à petit d'énormes blocs de calcaires coralliens et les fait glisser d'une hauteur de 200 mètres dans le fond de la combe. En face, les parois à pic de la Roche Fauconnière montrent une ancienne vallée aux versants rabotés et aplanis.) Au-dessous de Belleydoux, la Semine reprend une direction grossièrement parallèle aux premières chaînes du Jura, en même temps qu'elle subit des élargissements et des encaissements successifs entre les deux forêts de Champfromier et d'Échallon, avant de venir déboucher à Saint-Germain-de-Joux, dans la cluse Bellegarde-Nurieux, où elle subit une nouvelle déviation de l'ouest vers l'est cette fois, qui l'amène à se jeter dans la Valserine.

La partie supérieure du cours de la Semine se déroule dans le synclinal de Haute Molune, ancien golfe de la mer Mollassique; ce golfe a duré plus longtemps que celui qui occupait le synclinal de la Valserine. Après l'émersion, la Semine, soit que les dépôts aient été plus résistants ou plus abondants, soit qu'elle n'ait pas disposé d'un volume d'eau suffisant,

n'a pas réussi à creuser profondément son lit. Il en est tout autrement au sortir de la combe d'Évuaz, où la pente du profil longitudinal, qui était de 22 p. 1000 pendant 6 kilomètres, devient égale à 100 p. 1000 pendant 2 kilomètres, en même temps que se produit un encaissement considérable, presque toujours supérieur à 200 mètres. Dans la traversée de combe Orva, la pente est de 67, puis, dès Belleydoux jusqu'à son confluent, à Confort, soit pendant 13 kilomètres, elle tombe à 14 p. 1000, bien inférieure à celle de la Valserine à la même latitude (fig. 13, p. 75).

Si l'on compare l'état de la surface structurale de la vallée de la Semine à celui du val Chézery, on voit que la Valserine a été beaucoup moins favorisée que son affluent par les conditions tectoniques : tandis que les courbes vont en altitude décroissante de la source de la Semine jusqu'à la cluse Bellegarde-Nurieux et se serrent beaucoup au voisinage de la combe Orva, où se trouve la pente la plus raide, la Valserine est obligée de traverser en cluse un chaînon entre Forens et Champfromier, ce qui a dû retarder la régularisation de son profil. De plus, l'examen de la vallée de la Semine, encombrée encore par endroits d'importants placages glaciaires jurassiques et alpins, montre que les glaces ont dû avoir une part dans la production du chenal actuel entre la combe Orva et Saint-Germain-de-Joux. Le profil transversal de la vallée de la Semine en aval de Belleydoux est nettement en U, celui de la Valserine est en V aigu. Il semble donc qu'il y ait pu avoir un surcreusement plus intense du côté où les glaciers alpins et jurassiens ont entremêlé leurs matériaux.

Il est possible de suivre une série de gradins le long de la Semine, de Belleydoux à Saint-Germain-de-Joux. Le plus élevé (900-750 m.) est jalonné par les villages de Giron, Belleydoux, Échallon, Plagne, les Chaillay. Au-dessous, à 100 mètres environ en contre-bas, se trouve un léger gradin qui se laisse, de même que les terrasses suivantes, surtout saisir du côté gauche de la vallée. Entre 40 et 50 mètres au-dessus du niveau de la rivière apparaît une bande morainique taillée en forme de terrasse très nette et qui forme parfois deux gradins superposés l'un à 40 mètres au-dessus du thalweg, l'autre à une hauteur de 10 à 15 mètres seulement. Un peu avant le pont de Prapon, cette bande glaciaire paraît obstruer complètement la vallée et se colle contre les roches de la rive droite. La Semine, en cet endroit, est très resserrée et semble avoir été barrée par ces dépôts glaciaires qui s'appuyaient solidement en aval sur le « verrou » du moulin de Prapon, butte corallienne détachée de la

montagne d'Échallon. Il semble même qu'il a existé un lac d'une certaine durée en amont de cette digue; c'est du moins ce qu'il paraît légitime de conclure d'une mince bande d'alluvions stratifiées subhorizontalement, que l'on peut voir s'élever de 10 mètres environ au-dessus du thalweg actuel.

Les principaux caractères relevés dans la partie orientale du pays des Molunes, à l'est de la Semine, se retrouvent aussi à l'ouest. En se dirigeant vers le nord, de profondes vallées habitées par des torrents actifs, le Tacon de Saint-Claude et le Longviry, entaillent la plate-forme de 1.200 à 1.350 mètres dans laquelle sont burinées de nombreuses vallées mortes du cycle Cimetière-Sapey. Le Tacon, grâce à l'affouillement intense d'un affleurement de marnes oxfordiennes, grâce aussi à l'extrême abondance des dépôts glaciaires dans sa partie supérieure, pousse sa source à moins

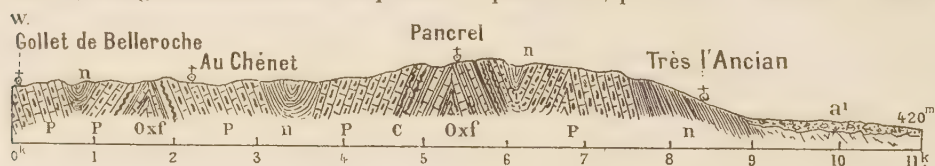


FIG. 36. — Coupe schématique au 1/60.000 du golet de Belleroche à Très l'Ancien, au travers du haut pays de Retord.

(D'après la carte géologique au 1/80.000 [Nantua].)

a, alluvions glaciaires; *oxf*, marnes oxfordiennes; *n*, marno-calcaires néocomiens; *p*, calcaires durs kimmeridiens et portlandiens; *C*, calcaires durs coralliens du séquanien.

d'un kilomètre de l'escarpement qui domine Combe Orva. Vers la combe de Léary ce torrent a mis à découvert une coupe où l'on peut voir qu'il coule actuellement dans un dépôt d'alluvions parfaitement stratifiées. Ce dépôt, épais de 5 à 6 mètres, est raviné très nettement par de la moraine à éléments purement jurassiques.

Vers le sud, l'immense retombée de la forêt d'Échallon présente un aspect tout différent : les formes sont beaucoup plus massives, et le relief est plus confus sans être aussi accidenté. La surface d'aplanissement de 900 à 800 mètres devient seule sensible, tranchant obliquement les couches, tandis que des multitudes de dolines bossellent la surface des calcaires portlandiens. Il semble que, dans cette partie de la région, le second cycle seul, celui du Planachat-Corent, a réussi à s'achever; le cycle Cimetière-Sapey est à peine ébauché. Cette différence paraît tenir à des dispositions tectoniques qui font de cet immense paquet de couches une espèce de plate-forme, et aussi aux caractères pétrographiques des terrains superficiels, éminemment propres à absorber les eaux courantes.

Le pays de Retord. — Au sud de la gorge Bellegarde-Nurieux s'étend le pays de Retord. Malgré les échancrures du Tacon bugiste et du Bief à la Dame, la topographie du pays des Molunes se laisse facilement reconnaître (fig. 36 et fig. 37). Les meilleurs points de vue pour l'ensemble sont le Crêt de Beauregard et la Croix de Retord. Le bord oriental du pays est constitué par la partie septentrionale du Grand Colombier; à l'ouest se succèdent les accidents tectoniques décrits par M. Riche. Les sommets ont la forme de

bosses plus ou moins arrondies qui ressortent merveilleusement quand elles sont couvertes de pâturages qui émergent au sein d'une forêt de sapins. Les combes se suivent sur des longueurs considérables et communiquent entre elles par des passages transversaux qui sont loin de présenter la raideur des ruz habités par les torrents. Comme de juste, aucune eau courante, tout est sec, à peine quelques endroits marécageux. Collines et dépressions sont indifférents, comme le montre la coupe (fig. 36), à la nature des roches.

Appuyée contre le rebord élevé qui domine le val du Rhône et le plateau de la Michaille, s'étend à l'ouest, jusqu'à la forêt des Moussières, une haute plaine ondulée où se retrouvent avec exagération les traits de la topographie des hautes régions du Crêt de Chalam : dépressions longitudinales nombreuses et larges, sommets émoussés et aplanis, indifférence à l'égard du sous-sol. C'est le pays de Retord (fig. 37) et des grandes ou *plans* des Abergements, d'Hotonnes, du Poizat et de Lalleysriat. La plate-forme qui nivelle les sommets atteint de 1.000 à 1.200 mètres et



FIG. 37. — Fragment de la carte d'état-major au 1/50.000 réduit de moitié et montrant la topographie du Pays de Retord.

Longues combes sèches. — Aplanissement des sommets. — Sur la droite, retombée du Colombier; sur la gauche, en haut, ancienne vallée du Bief à la Dame; en bas, le Séran encaissé dès l'origine.

s'incline vers l'ouest. De nombreuses dépressions fermées plus ou moins marécageuses voisinent avec des emposieux. Bref, toute la région semble avoir subi un modelé assez avancé au cours des deux cycles Planachat-Corent et Cimetière-Sapey, qui sont franchement reconnaissables. Mais ce modelé est interrompu par la prédominance acquise par l'érosion souterraine, ce qui explique l'état de sénilité générale sous lequel il se présente aujourd'hui aux regards. Le Rhône coule à l'est, et le Séran à l'ouest du haut pays de Retord. Tous deux sont encaissés tant qu'ils voisinent avec cette région, où les formes du terrain semblent être figées dans une immobilité due à l'infiltration des eaux dans les profondeurs du sol.

II. — LE MASSIF DU MOLARD DE DON

Le massif du Molard de Don s'étend au sud de la gorge Culoz-Ambérieu, et cela à partir de Rossillon. Il limite à l'est la cuvette de Belley et se rattache intimement vers le sud-ouest au plateau de Crémieu. De la sorte il occupe toute la partie du Bugey située au sud du Planachat, des Joux-Noires et Blanches et de la zone bordière de l'Ain.

Dans sa plus grande longueur, de Saint-Denis-en-Bugey à la montagne de Cordon, il n'a pas moins de 43 kilomètres. Sa direction moyenne est N. 45° O. à S. 45° E. Il peut se diviser en deux parties principales : au nord-est, les chaînes plissées ; au sud-ouest, les hauteurs dues à des gradients dénivelés par failles (fig. 38 et 39).

La chaîne du Molard de Don proprement dite borde à l'ouest le bassin de Belley, qu'elle domine de près de 900 mètres. L'étude des régions hautes de cette chaîne met en relief les mêmes faits que dans le reste du Bugey : vallées sèches longitudinales, parallèles à la direction de la chaîne, escarpement des flancs et adoucissement des crêtes séparatives.

On peut se rendre compte de ces faits en faisant le trajet d'Innimont à Ordonnaz : on se trouve dans une vallée longitudinale, véritable combe, jalonnée par quelques rares dolines ; c'est la Maubretaine, dépression à fond assez aplati, marécageux par endroits, entourée par des collines dont les plus orientales cachent le sommet du Molard, et une autre vallée longitudinale. Vers le nord-ouest, les hauteurs de la Grande-Bête et du Crêt d'Ordonnaz, parfaitement modelées, sans ressaut, séparées par des vallées sèches qui convergent d'un côté vers la source actuelle de la Goille et de l'autre vers la surface plane Arandaz-Hostiaz, prolongent le Molard de Don jusqu'au-dessus des sources de la Caline. Au sud-est, le Taintinet (1.028 m.), la montagne de Saint-Benoît (781 m.), la montagne d'Izieu et le mont de Cordon présentent, comme le

Molard, des formes supérieures adoucies et subhorizontales, quelle que soit l'inclinaison des couches. Un point de vue magnifique pour cette dernière région se trouve sur la terrasse de l'église d'Iminont. C'est de là que l'on peut apercevoir l'allure des bandes faillées qui jalonnent le bord occidental du Molard; on voit des bandes de terrains alignées du N.-O. au S.-E. se succéder de l'est à l'ouest avec des altitudes sensiblement décroissantes, acquises sans transition, par gradins et ressauts très accusés; c'est là aussi, comme du haut du Signal de Cuny, que s'aperçoit nettement le raccord du plateau de Crémieu avec le Bugey. A l'extrémité nord-occidentale, continuant la série de hauteurs du Crêt et de la Grande-Bête, se trouve le massif de Portes, véritable centre de divergence pour les eaux. Le point le plus élevé de cette région,

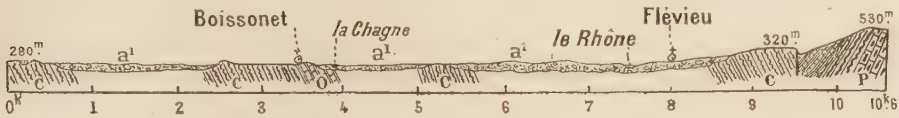


FIG. 38. — Coupe schématique au 1/60.000 de Boissonnet à Flévieu et au delà.

(D'après la carte géologique au 1/80.000 [Chambéry]).

A gauche, cuvette terminale de Morestel; contact du plateau de Crémieu avec les alluvions de la vallée du Rhône. — A droite, les premiers contreforts du Molard.

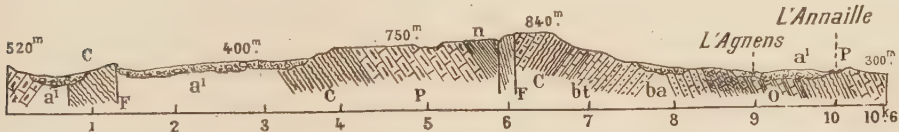


FIG. 39. — Suite de la coupe précédente.

A gauche les bandes faillées; vallées sèches; surfaces d'aplanissement de 600 et de 800 mètres. — A droite, retombée affaissée sur le bassin de Belley.

LÉGENDE COMMUNE AUX FIG. 38 ET 39 : *a*, alluvions glaciaires et fluviatiles; *ba*, calcaires durs bajociens; *bt*, marno-calcaires bathoniens; *n*, marno-calcaires néocomiens; *o*, marnes oxfordiennes; *p*, calcaires durs kimmeridiens et portlandiens; *c*, calcaires durs du séquanien.

où les contours sont assez arrondis et où apparaissent quelques formes trapézoïdales, est le Crêt de Pont (1.050 m.), malheureusement très boisé. Du Calvaire de la Chartreuse (1.012 m.), on a une vue excellente sur le plateau d'Arandaz-Hostiaz et le Bugey central.

Dominant la rive droite du Rhône, se trouve une bande non plissée dont le point culminant est la roche de Cuny (800 m.), située à l'extrémité orientale de la chaîne du Bois de Cuny. Cette chaîne est séparée du bois et de la montagne de Chasse par une vallée sèche, la combe du Lau (lac du Loup), occupée par un petit laquet et qui pend au nord sur le Rhéby et au sud sur la Pernaz. Entre le bois de Chasse, qui borne cette combe au N.-E., et la montagne de Chasse se trouve une autre vallée sèche. Ces deux vallées sont sur le trajet de failles. Il n'en est pas de même d'une troisième plus septentrionale encore, celle de Jamvay, qui pend nettement vers le bief de Croze; une des sources de la Pernaz. Plus à l'ouest, vers Souclin, la topographie assez accidentée

des parties moyennes et inférieures de la montagne fait ressortir l'adoucissement général des régions les plus hautes, qui ont un aspect vieillot.

Cette description sommaire suffit à montrer que le Molard de Don offre une très grande analogie avec les régions précédemment décrites. L'aplanissement des sommets et le découpage en combes sont particulièrement visibles, et cela malgré les complications tectoniques. Il est donc possible de croire que tout le massif a subi les cycles d'érosion Planachat-Corent et Cimetière-Sapey. L'érosion souterraine ne paraît pas avoir dans ce massif une importance considérable; les formes habituelles qui décèlent son existence, telles que les dolines, sont généralement peu nombreuses et de petites dimensions. Enfin, il importe de signaler l'immense accumulation de matériaux glaciaires sur toute la partie sud-occidentale du massif. Ces matériaux sont très abondants dans les dépressions qui séparent les diverses bandes faillées. La combinaison des influences tectoniques et de ces influences glaciaires donne aux vallées ainsi qu'aux cours d'eau de cette région une physionomie particulière.

Le Rhône, qui coule au pied du massif, sert de niveau de base à une foule de torrents qui descendent les gradins du Molard de Don et ravinent et déblayent les vallons nombreux laissés par la dernière extension glaciaire. Les principaux d'entre ces cours d'eau aux allures tantôt impétueuses et brutales, tantôt lentes et douces, sont le Gland, le Nant de Groslée, le Ruisseau de Lhuis, la Brivaz, la Pernaz et le Rhéby (fig. 13, p. 75).

Le Gland est formé par les deux ruisseaux de Sétrin et d'Agnens, qui se réunissent un peu au sud de Conzieu; de Conzieu au Rhône la rivière a une longueur de 14^k,600, dont 2 pour la section Rhône-cascade de Glandieu; d'autre part, le ruisseau d'Agnens a 8^k,800, ce qui donne au Gland une longueur totale de 23^k,400.

Ce torrent et ses divers affluents ont établi la plus grande partie de leur cours dans une région faillée; ils suivent l'orientation des failles, qui est N.O.-S.E. Il y a donc sur la bordure orientale du Molard de Don une certaine accommodation du réseau hydrographique aux conditions tectoniques: la faille de Saint-Germain-des-Paroisses est longée à l'est par l'Agnens presque jusqu'à Conzieu; à partir de ce village, le Gland coule à l'ouest de la faille jusqu'à Saint-Bois. La double faille d'Innimont a tout le temps à l'est les vallées du Sétrin et du Gland. Toute la région d'ailleurs fait corps avec la bordure orientale du bassin

de Belley; comme elle, elle est arasée par une courbe de niveau de 420-450 mètres. Vers l'ouest, elle bute contre les chaines du Taintinet et de la montagne de Saint-Benoît. De nombreux matériaux alluvionnaires, dus pour la plupart aux glaciers, sont épars dans les vallées et sur les collines qui les séparent. La ressemblance avec la bordure belleysanne est tout à fait frappante, et rien n'empêche d'attribuer aux deux régions une même histoire. Toutefois, la gorge de Prémeyzel à Glandieu est tout à fait récente et date du retrait des dernières glaces. M. Penck¹ l'attribue, ainsi que la dépression qui sépare plus au sud la montagne de Saint-Benoît du mont de Cordon, à la rupture des barres transversales des vallées préglaciaires : lors de leur retrait, les glaces ne remplissaient plus les vallées et s'arrêtaient au-dessus des barres transversales que franchissaient les eaux de fonte, qui, s'écoulant des deux côtés de la glace, y traçaient des sillons plus ou moins profonds. Sans s'arrêter outre mesure à l'observation de la grande force érosive attribuée par le maître de Berlin aux eaux de fonte, et qui semble de nature, si elle est prouvée, à réhabiliter l'érosion fluviale aux dépens de l'érosion glaciaire, il paraît légitime d'ajouter, comme facteur de ces gorges, l'action souterraine de l'eau courante dans des calcaires fissurés.

Le Gland², ou mieux l'Agnens, a d'abord un cours torrentiel : du flanc ouvert du Molard de Don jusqu'au-dessus de Saint-Germain-les-Paroisses, la pente, de 150 p. 1000 au début, s'abaisse progressivement à 133, 67, 29 et 20 p. 1000, le tout sur un parcours de 5 kilomètres. Après cela, pendant 14 autres, elle se maintient vers 6 p. 1000. Au-dessous de Saint-Bois, elle se relève et atteint 11 p. 1000 ; puis suivent 600 mètres de rapides et de cascades où elle est de 300, pour devenir très petite, 2,2, de Glandieu au Rhône, durant la traversée de la plaine alluviale du fleuve. Nous sommes portés à voir dans toute la partie Saint-Germain-des-Paroisses, Conzieu, Prémeyzel, la trace d'une branche ancienne du Rhône qui a façonné les versants empâtés maintenant par le glaciaire.

Le Nant de Groslée (longueur, 8^k,400; eaux ordinaires, 0^{m³},250; étiage, 0^{m³},025; grandes eaux, 0^{m³},900) prend sa source dans une cavité creusée dans le flanc méridional du Taintinet. Cette cavité porte le nom de Creux du Nant et semble produite par les effets d'eaux souterraines qui se frayent un chemin vers l'air libre lorsqu'elles rencontrent des bancs marneux qui s'opposent à leur prompt descente vers des niveaux

1. PENCK, *op. cit.*, trad. Schaudel, p. 91.

2. Du Rhône à la cascade de Glandieu : long., 2 k.; eaux ordinaires, 2^{m³},800; étiage, 0^{m³},200; grandes eaux, 59 m³; de la cascade à Conzieu : long., 12^k,600; eaux ordinaires, 2^{m³},500; étiage, 0^{m³},150; grandes eaux, 48^{m³},100; l'Agnens : eaux ordinaires, 0^{m³},300 étiage 0^{m³},100; grandes eaux, 15 m³; le Sétin : eaux ordinaires, 0^{m³},200; étiage, 0^{m³},020; grandes eaux, 5^{m³},300.

inférieurs. Le Nant se dirige d'abord transversalement au pli du Taintinet en suivant la ligne de plus grande pente, qui l'amène dans une vaste dépression à demi comblée de glaciaire et dans laquelle sont situés les groupes d'habitations de Groslée et de Lhuis. Arrivé dans ce chenal à allures synclinales, le torrent tourne vers le S.-E. en se dirigeant vers l'intérieur de la chaîne, quitte un moment les alluvions glaciaires pour scier l'éperon mollassique des Guigards, les reprend un peu avant Groslée, où il tourne à angle aigu pour aller au Rhône, ce qui fait ressembler son cours en plan à un chiffre 4 grossièrement dessiné. La présence d'alluvions glaciaires dans la partie moyenne témoigne de l'ancienneté du tracé; absolument du reste comme le montre un simple examen du profil longitudinal. De la source au bas du versant du Taintinet, sur un kilomètre de longueur, le torrent s'abaisse de près de 200 mètres; lorsqu'il longe ce versant, sa pente passe successivement de 50 p. 1000 à 13 dans la traversée de la mollasse, puis elle remonte à 40 p. 1000, et elle ne s'abaisse à 10 que dans le voisinage du Rhône.

Le Ruisseau de Lhuis, ou le Vivier (longueur, 3 kil.; eaux ordinaires, 0^{m³},350; étiage, 0^{m³},025; grandes eaux, 2^{m³},100) prend naissance dans la dépression morainique de Millieu. Cette dépression est encore occupée par un petit lac en voie de colmatage rapide; les berges du lac sont constituées par des matériaux glaciaires où dominent les éléments calcaires; toutefois, M. de Martonne et moi avons pu, tout récemment, constater la présence de quelques rares galets alpins. Le Vivier se dirige pendant quelque temps vers le sud-est jusqu'à Lhuis, où il tourne à angle droit vers le Rhône. Les deux sections ont sensiblement la même longueur; la première est établie sur les alluvions glaciaires, tandis que la seconde est entaillée dans des bancs calcaires du jurassique supérieur. La pente, faible tout d'abord, 11 p. 1000, s'accroît notablement dans la traversée des roches dures, où elle est de 160 p. 1000.

La Brivaz (longueur, 12 kil.; eaux ordinaires, 0^{m³},330; étiage, 0^{m³},190; grandes eaux, 12^{m³},100) prend son origine dans les dépôts glaciaires qui tapissent l'extrémité septentrionale du Taintinet, et commence à couler parallèlement aux accidents tectoniques de la région jusqu'au moulin de Lompnaz, où l'apport d'une source d'eau intermittente, le Groin de Marchamp, qui communique avec les entonnoirs de la Maubretaine, c'est-à-dire de la vallée sèche comprise entre Innimont et Ordonnaz, la fait tourner à angle droit et couper en cluse l'anticlinal du bois de Luide. Après la traversée de cette gorge tapissée d'éboulis, de tufs et de matériaux glaciaires, la Brivaz, par un nouveau coude un peu plus obtus, s'engage dans la direction O.-O.-N. jusqu'au hameau de Crept. Pendant ce temps elle coule dans la dépression longitudinale déjà drainée par les parties supérieures du Nant de Groslée et du Vivier, ainsi que par le Millieu, un de ses affluents. A Crept, se produit un nouveau coude qui oriente la rivière du N.-E. au S.-O., et cela jusqu'à la Roche. De ce point, un autre

coude rectangulaire lui fait reprendre la direction O.-O.-N. jusqu'aux Granges de Montagnieu, où elle débouche dans la plaine alluviale du Rhône, qu'elle va rejoindre par un tournant à angle droit.

Cette curieuse rivière a son cours en plan disposé à la façon d'un escalier à trois marches irrégulières, dont la plus élevée est celle qui mène de la source au bas de la gorge du bois de Luide; la seconde, la plus petite et la moins large des trois, va de la gorge du bois de Luide à la Roche; la troisième, intermédiaire entre les deux autres pour la hauteur et la largeur, conduit au Rhône. Cette disposition singulière mérite d'être rapprochée de celles du Nant de Groslée et du Vivier. Le Nant de Groslée représente une marche et demie d'un escalier disposé dans un sens inverse et qui grimpe aussi à l'assaut du Taintinet; le ruisseau de Lhuis forme une marche simple. La Pernaz, autre affluent du Rhône, très voisin de la Brivaz, présente une disposition analogue, qui rappelle celle du Gland et aussi celle de l'Armaille et du Furans, rivières du bassin de Belley, ce qui fait que l'on peut désigner l'ensemble des cours d'eau du Bas-Bugey sous le nom de cours d'eau scalariformes.

Le profil longitudinal de la Brivaz va donner des renseignements qui nous permettront de nous rendre compte de la formation de pareils trajets à coudes réguliers si prononcés. De la source au moulin de Lompnaz, 3^k,2; pente, 31,25 p. 1000; du moulin de Lompnaz à la cluse du Bois de Luide, 3^k,5; pente sur 800 mètres de 87,5, puis de 40; trajet de la cluse à Crept, 1^k,5; pente, 15; de Crept à la Roche, 0^k,5; pente, 40; de la Roche à la plaine du Rhône vers Montagnieu, 1^k,3; pente, 20; de Montagnieu au Rhône, 9 p. 1000. Si l'on excepte la traversée de la plaine alluviale du Rhône, toutes les contremarches ont des pentes beaucoup plus fortes que les girons. Elles sont établies transversalement aux accidents tectoniques, tandis que les girons leur sont parallèles.

Il semble donc que ces différences de pente soient dues à des différences d'âge; mais le glaciaire qui occupe partout le fond des lits longitudinaux est précisément absent du premier tronçon transversal, juste au point où la pente est la plus forte, ce qui fait que l'impression primitive d'un cours d'eau composite s'impose de plus en plus à l'esprit.

Si l'on se reporte maintenant à ce qui a été dit sur le panorama qui se déroule des hauteurs d'Innimont ou de la roche de Cuny, on est amené à admettre l'existence de grandes vallées longitudinales superposées à des niveaux différents. Ces vallées furent remblayées par les glaciers et leurs apports; après le départ des glaces, les eaux ne retrouvèrent pas

toutes leurs anciens conduits, et il se produisit des sectionnements et de nombreuses formes épigénétiques.

Un des meilleurs exemples du sectionnement d'une ancienne vallée longitudinale est formé par la dépression qui s'étend de Groslée à Crept. (Cf. fig. 40.) Il n'est pas douteux qu'avant les glaces il n'y eût une vallée continue; aujourd'hui, trois cours d'eau se partagent cet espace bourré de matériaux morainiques, et dans chacun il est facile de reconnaître de nombreux vallums d'une extrême fraîcheur. De ces trois cours d'eau, deux, la partie moyenne du Nant de Groslée et le tronçon supérieur du Vivier, se dirigent du N.-O. au S.-E.; le troisième, ruisseau de Millieu, va, en sens contraire, se jeter dans la Brivaz. Ce ruisseau naît un peu au sud du lac marécageux du même nom, dont il est séparé par un seuil morainique tout à fait insignifiant; ce seuil est formé par un vallum à peine ébréché au centre de la vallée. Aux environs du confluent du ruisseau avec la Pernaz se trouve un autre vallum d'une grande étendue et qui a donné naissance à une magnifique terrasse sur laquelle s'étalent les cultures et les habitations de Virisieu. La vallée, de Groslée à Crept, prend de la sorte un aspect de jeunesse remarquable; on dirait vraiment que les glaciers viennent à peine de l'abandonner, et l'on se rend bien compte de quelle façon ils ont modifié l'aspect du pays.

Les vallées longitudinales étant supposées tronçonnées selon les exigences du remplissage glaciaire, chacun de ces fragments a dû chercher un débouché pour gagner les parties les plus basses; quelques-uns ont retrouvé un chenal antéglaciaire et travaillent à le débayer; d'autres s'en sont ouvert de nouveaux; dans les deux cas, les pentes doivent être plus fortes par suite de la résistance des terrains traversés. Il est arrivé qu'à mesure que se produisait l'approfondissement et la descente vers les niveaux inférieurs, des ruisseaux transversaux ont trouvé un chenal longitudinal plus bas, et ils l'ont suivi jusqu'à un nouveau débouché transversal, et c'est ainsi que se sont formés les trajets scalariformes actuels.

Du reste, on peut supposer une marche inverse et interpréter ces faits comme le résultat d'une série de captures dont auraient été victimes les branches longitudinales supérieures de la part d'affluents transversaux des rivières longitudinales situées à un niveau plus bas. Il se peut aussi que ces trajets scalariformes aient préexisté à l'arrivée des glaces dans le pays. Il ne faut pas oublier, en effet, que le passage d'un cours d'eau d'une section longitudinale à une autre transversale est un

fait normal dans les pays plissés d'une façon modérée, tel que l'est le Jura. Mais, ordinairement, les sections transversales sont établies dans des ensellements des voûtes; or, il semble bien que, notamment pour



FIG. 40. — Fragment de la carte d'état-major au 1/50.000 réduit de moitié et montrant la topographie du Molard de Don.

Surfaces d'aplanissement et vallées sèches (combes). — Abrupts produits par les bandes faillées. — Probabilité d'un réseau hydrographique longitudinal antéglaciaire. — A gauche, en haut, butte glaciaire d'Onglas en proie à l'érosion de deux torrents.

le cours de la Brivaz, il n'en est pas ainsi. Ce qu'il faut retenir, c'est l'extrême importance, pour le relief de la région, des familles de formes qui se rattachent à l'époque glaciaire, et c'est seulement lorsque ces familles

auront été définies et classées qu'il sera possible de pousser plus avant l'étude de l'ancien réseau hydrographique du pays.

La Pernaz est formée par la réunion de deux ruisseaux : à l'ouest le Treffond, à l'est l'Aradin grossi de la Goille.

Le Treffond, long de 5 kilomètres, prend naissance dans les magnifiques bois du Cernay attenant à la Chartreuse de Portes. L'Aradin avec la Goille a une longueur de 9 kilomètres. La Goille descend de la Rivollière, hameau d'Ordonnaz, perché au débouché de la vallée sèche d'Innimont. Le cours de ce torrent est intéressant à suivre : d'abord dirigé N.-S., il passe à la direction N.-O., qu'il suit pendant 3 kilomètres ; il ne fait ainsi que se conformer à l'orientation de la bande faillée qui accidente le revers oriental du bois de la Morgne. Brusquement, par un coude rectangulaire, accentué par la cascade du Pissot ou du Luiset, la Goille se dirige du N. au S.-S.-O. pendant trois autres kilomètres, jusqu'à la rencontre du ruisseau de Seillonaz, après laquelle, sous le nom d'Aradin, elle coule de l'est à l'ouest, ce qui fait qu'elle rencontre le Treffond peu en aval du moulin de Valouze. A partir de ce moment on n'a plus qu'une rivière, la Pernaz, dirigée d'abord du nord au sud, puis, après la rencontre de la faille du bois de Souhait, du nord-est au sud-ouest.

L'ensemble de ce trajet assez compliqué est analogue à ceux qui viennent d'être décrits. Il peut se décomposer en sections longitudinales et en sections transversales. Exceptionnellement, ce sont ces dernières qui l'emportent en longueur, mais la raideur habituelle de leurs pentes dans le profil en long reste toujours très forte et de beaucoup supérieure à celle des sections longitudinales.

Du Luizet au moulin de Valouze, la vallée est remplie d'alluvions glaciaires et d'éboulis ; il en est de même pour celle du Treffond de sa source jusqu'à la Pernaz, ce qui fait que l'on peut distinguer sur le revers méridional du massif du Molard de Don quatre bandes glaciaires très nettes et alignées dans le sens des accidents tectoniques. La plus élevée est celle qui va d'Innimont à Ordonnaz et se poursuit sur les hauteurs du Crêt et de la Grande-Bête, vers 850 à 950 mètres d'altitude. La seconde est établie entre le Bois de la Morgne et ceux de Chamantbuis et d'Avarcon, 550-700 m. ; c'est sur elle que sont établis les villages de Cerin et de Marchamp. Une troisième bande (450 à 600 m.), encadrée entre la montagne de Chasse, le Trétenaz et le Bois de Chamantbuis, au nord, et la montagne de Cuny, les bois de Souhait, de Luide et la montagne de la Morgne, au sud, porte les villages de Seillonaz et de Bénonces. Enfin, la dernière trainée est celle qui s'étend de Groslée à Montagnieu, sur laquelle est assis le bourg de Lhuis, 250 à 400 m.

Du haut de la roche de Cuny ou de l'église d'Innimont, on peut saisir

l'ensemble de ces dépôts et rechercher l'origine de leur disposition. Faut-il admettre que l'état actuel soit à très peu près celui de la région lorsque les glaciers l'ont envahie, ou bien que depuis lors d'importantes modifications sont survenues? Nous penchons pour cette dernière hypothèse, qui emporte comme corollaire la supposition d'un remblayage assez complet. Ce remblayage, d'ailleurs, est rendu vraisemblable par la présence de nombreux points de jonction entre les diverses bandes glaciaires : en particulier, en allant de Marchamp à Milieu par la grand'route, on traverse les trois trainées les plus basses sans jamais quitter ces alluvions glaciaires. Reste alors à donner une interprétation des seuils qui séparent actuellement ces bandes.

Abstraction faite des hauteurs de la Morgne, les seuils se groupent assez bien entre Bénonces et Marchamp, autour des courbes de 600 à 700 mètres. Ce niveau a dû constituer le fond d'une ancienne plate-forme dans laquelle, avant l'arrivée des glaces, étaient creusées différentes vallées longitudinales. Il y a certainement une ancienne surface d'érosion aux environs de Lompnaz et de Marchamp, jalonnée par les hauteurs du bois de Trétenaz (698 m.), Chosaz (705 m.), bois de Luide (692 m.), bois de Souhait (692 m.). Deux débouchés étaient possibles vers les roches de la Craz et de Serrières-de-Briord; de Bénonces on voit nettement une entaille dans la roche derrière Chateland, qui peut être la trace d'un ancien lit fluvial. C'est au sein de cette surface aplanie que se sont creusées les vallées longitudinales remblayées par les apports glaciaires.

C'est dans le bassin de la Pernaz que l'on peut le mieux se rendre compte de l'activité avec laquelle se poursuit le déblayage des matériaux morainiques. Le village d'Onglas est bâti entre le Treffond et l'Aradin sur une butte glaciaire de forme très allongée. Vingt mètres à peine séparent les deux thalwegs; de nombreux éboulements se produisent tous les ans qui réduisent l'espace habitable, et comme l'Aradin est à un niveau plus bas que celui du Treffond, il devient extrêmement probable que, dans un délai peu éloigné, la Pernaz s'établira en amont de son origine actuelle, en même temps qu'aura disparu l'emplacement du village si malencontreusement situé. D'ici là, les habitants de Serrières-de-Briord pourront continuer d'empêcher leurs voisins de Bénonces de jeter des pierres dans le Treffond, sous prétexte qu'elles viennent encombrer leurs champs; mais sans profit, car la moraine d'Onglas se charge de leur en fournir elle-même, par le simple jeu de son démantèlement sous l'influence de l'érosion fluviale.

Le profil longitudinal de la Pernaz-Goille a une pente moyenne de 52 p. 1000; le débit des eaux ordinaires est de $0\text{m}^3,372$, celui de l'étiage de $0\text{m}^3,050$, et celui des grandes eaux de $6\text{m}^3,025$.

La gorge de Serrières frappe par sa fraîcheur; elle est étroite, profonde, et par endroits ses parois sont verticales. On peut interpréter cette forme comme une rupture d'une barre transversale d'ancienne vallée, ce qui supposerait un surcreusement dans les parties situées en amont et en aval. Mais l'érosion souterraine, elle aussi, a dû concourir à la formation de ce défilé; on trouve en effet, au voisinage des surfaces résonnantes, des sources intermittentes et différents niveaux de tufs, dont quelques-uns sont situés à plus de 100 mètres au-dessus des tufières actuelles. C'est l'étroitesse de cette gorge qui cause les inondations dont souffre le village de Serrières. Le couloir de la Pernaz n'y suffisant pas à débiter les eaux des crues formidables, telles que celles du mois d'octobre 1888, le torrent monte jusqu'à ce qu'il trouve une issue plus large; et c'est alors par cette voie que se déverse la « lave torrentielle », c'est-à-dire ces masses d'eau chargées de débris qui ravagent les champs cultivés situés en contre-bas.

Le Rhéby (longueur, 5 kil.; eaux moyennes, $0\text{m}^3,417$; étiage, 0; grandes eaux, $3\text{m}^3,050$) prend sa source vers la Courrierie de la Chartreuse de Portes. Il saute de ce premier gradin à la cascade du Gourgue, et dans la vallée du même nom il se dirige de l'est à l'ouest, jusqu'à ce que, entre Bouis et Villebois, il prenne la direction N.-S. qui le mène au Rhône. Ce petit torrent est des plus pittoresques dans son cours supérieur; il rentre, lui aussi, dans le type des cours d'eau en marche d'escalier. Sa vallée haute est encadrée par des matériaux glaciaires fortement entamés et présentant de magnifiques pyramides coiffées. A l'époque de la fonte des neiges, le spectacle est impressionnant: on assiste à l'écroulement de pans entiers de cette moraine qui viennent s'abîmer dans le lit du torrent. La pente du Rhéby, voisine de 150 m. de sa source au Gourgue, passe à 90 m. jusqu'à Villebois, où elle s'abaisse à moins de 10 p. 1000.

Le Taroze, qui a un peu plus de 3 kilomètres de longueur, descend par une pente très raide à angle droit sur le Rhône des hauteurs du plateau de Souclin. Son débit de $0\text{m}^3,095$ en eaux moyennes, et de $0\text{m}^3,009$ à l'étiage, atteint $1\text{m}^3,852$ aux grandes eaux. Il prend sa source au niveau de matériaux glaciaires qui peuvent se relier par Soudon, la vallée du Gourgue, la Grange-Lambert, la combe du Lau, à la bande de Bénonces-Seillonnaz.

III. — LE BASSIN DE BELLEY

Le Molard de Don limite à l'ouest le Bassin de Belley, qu'il surplombe de 500 à 800 mètres. Sous ce nom, nous désignons une cuvette déprimée, au fond recouvert de molasse et d'alluvions glaciaires et dont les bords

raides laissent soupçonner qu'on s'y trouve en présence d'un effondrement. La ville de Belley est située à peu près au centre de cette cuvette, de là ce nom qui lui a été donné.

Son bord oriental est constitué par la chaîne de la montagne de Parvesmont Tournier, coupée en cluse par le Rhône à Pierre-Châtel. Au nord, la cuvette est limitée par le petit plateau de Pugieu et la cluse Culoz-



FIG. 41. — *Fragment de la topographie du bassin de Belley d'après la carte d'état-major au 1,50.000, réduite de moitié.*

Vallées sèches et surfaces d'aplanissement. — Remarquer les cotes, le passage des torrents issus du glacier du Rhône par le lac de Barterand et la vallée du lac de Bare. — Entre Furrans et Ousson, plateau mollassique de Belley.

Ambérieu de Virieu-le-Grand à Rossillon; au sud, elle finit dans l'angle formé par les deux directions du Molard de Don et du mont Tournier, actuellement traversé par le Rhône.

Le bord oriental de la montagne de Parves vient buter au nord contre la moitié orientale de la chaîne du Planachat, dédoublée avec abaissement d'axe considérable au niveau de Virieu-le-Grand. C'est exactement vers le Lit-au-Roi que se produit cette rencontre. De Virieu au Lit-au-

Roi, l'extrémité méridionale de la chaîne du Planachat, sur un parcours de 11 kilomètres, est dirigée à peu près du nord-ouest au sud-est, comme le Molard de Don. L'altitude la plus élevée est de 512 mètres. La topographie de cette région est assez confuse, et ce qui s'y distingue le mieux ce sont les traces abondantes des invasions glaciaires : moraines très fraîches, lacs de barrage glaciaires, roches moutonnées, stries et polis nombreux. Toutefois, à l'ouest de Vongnes et de Flaxieu, il y a de nombreuses petites vallées sèches, longitudinales, étroites, sans pente bien déterminée, dominées par des collines aux flancs escarpés et aux sommets moutonnés et aplanis (fig. 41).

A partir du Lit-au-Roi, la chaîne de la Montagne de Parves, qui envoie vers le nord-ouest un prolongement jusque près de Chazey-Bons, dessine seule la barrière orientale du bassin de Belley. Elle ne fait figure de montagne qu'en face de la plaine belleysanne, qu'elle surplombe par des abrupts très prononcés; du côté du Rhône, elle apparaît comme un plan incliné. Son sommet (612 m.) est aplani avec des ondulations de grande amplitude. Il est probable que la véritable topographie antéglaciaire n'est plus apparente, car tout le flanc oriental, jusque près des sommets, est recouvert d'apports dus aux glaciers, et ces dépôts sont assez puissants pour masquer d'anciens ravinements et contribuer ainsi à adoucir le modelé de ce versant oriental.

La montagne de Parves se continue au delà du Rhône par la chaîne du mont Tournier, longue de 46 kilomètres, qui tout d'abord montre la même dissymétrie. Le versant occidental, tant qu'il longe le Rhône, qui coule alors dans le bassin de Belley, présente des escarpements de plus de 400 m.; le versant oriental se décompose en deux parties aux pentes incomparablement plus douces : celle qui est la plus près du thalweg du Flon, creusée en partie dans la mollasse, étant la plus raide, tandis que celle qui voisine avec les sommets présente l'aspect d'un plateau mollement ondulé. Les caractères de plateau mamelonné analogue à celui du Planachat ou du Corent sont surtout sensibles vers le hameau de Chevru et aux environs du Signal du mont Tournier (884 m.).

Les alluvions cachent la plus grande partie du Parves-Tournier dans le voisinage immédiat de ce bassin, de telle sorte qu'il est impossible d'y voir comment se fait le raccord entre cette voûte et le synclinal mollassique qui lui fait suite à l'ouest (fig. 42 et 43).

Les roches assez fortement redressées sont taillées par le surcreusement glaciaire, ce qui contribue beaucoup à fournir des pentes à pic et

recouvertes à leur base par des masses d'éboulis. Néanmoins, le redressement des roches suggère l'idée qu'un accident tectonique important est dérobé aux regards.

Par contre, ces accidents tectoniques sont très visibles à l'ouest, où la retombée orientale du Molard de Don subit un abaissement d'axe et des cassures très importantes dès Saint-Germain-des-Paroisses. Il en est de même pour le Taintinet, plus au sud, ce qui fait que de ce côté au moins le bassin de Belley paraît effondré. Le plateau de Pugieu au nord, de son côté, voit disparaître des plis assez importants, ainsi qu'il l'a été dit dans le chapitre tectonique. Le résultat de ces dispositions singulières

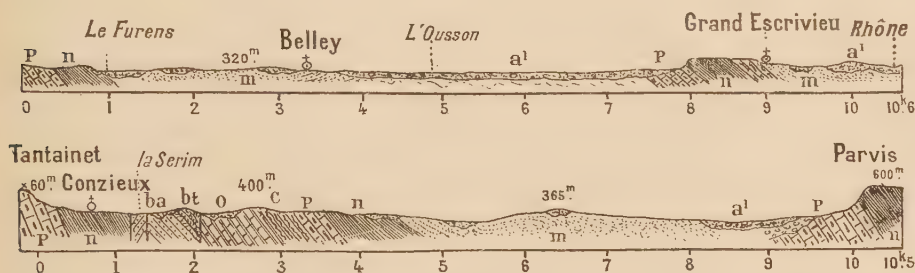


FIG. 42 et 43. — Coupes schématiques au 1/60.000 du Bassin de Belley.

(D'après la carte géologique au 1/80.000 [Chambéry].)

FIG. 42. — Nivellement des collines. — Sur la gauche : dépression mollassique; importance des alluvions. — Sur la droite : abrupt de la montagne de Parves et moraine de Massignieu coupée par le Rhône.

FIG. 43. — Extension du bassin de Belley jusqu'à la retombée du Taintinet grâce aux failles. — Surface d'aplanissement de 400 mètres entaillée par des vallées.

LÉGENDE COMMUNE AUX 2 FIGURES. — *a*, alluvions glaciaires et fluviales; *ba*, calcaires durs bajociens; *bt*, marno-calcaires bathoniens; *e*, éboulis; *m*, mollasse gréseuse; *n*, marno-calcaires néocomiens; *o*, marnes oxfordiennes; *p*, calcaires durs du kimmeridgien et du portlandien; *r*, calcaires durs du séquanien; *u*, calcaires durs de l'urgonien.

au nord, à l'est et à l'ouest a été de constituer une cuvette qui est penchée du nord au sud.

Cette cuvette est alors trop large pour pouvoir rentrer dans le type du val normal. Cette dépression, en effet, au lieu de s'allonger synclinale, comme le val, entre deux voûtes, renferme, sous une forme abaissée, plusieurs parties des voûtes voisines. Ainsi vers Saint-Germain-les-Paroisses, l'oxfordien qui dessine l'axe du Molard de Don à une hauteur de 1.000 à 1.100 mètres, s'y abaisse vers 350 mètres, et de ce fait le bassin de Belley voit sa limite occidentale reportée plus à l'ouest, vers le Taintinet; si bien qu'entre Saint-Germain-les-Paroisses et Prémeyzel, c'est d'un véritable abaissement d'axe de ce pli qu'il s'agit. De même à

l'est, l'axe de la chaîne Parves-Tournier s'ennoie sous cette dépression. Au nord, vers le plateau de Pugieu, des faits semblables sont encore plus démonstratifs.

Au point de vue topographique, cette cuvette de Belley diffère aussi d'un val parce que les eaux qu'elle reçoit n'y sont pas condensées dans un collecteur unique. Le Sétrin et l'Agnens, qui forment le Gland, s'en échappent par une cluse percée au travers de la montagne de Saint-Benoît. Le Furans, qui semblerait devoir faire office d'artère maîtresse, est non seulement privé de leurs eaux, mais de celles de l'Ousson, affluent direct du Rhône. Une autre différence réside aussi dans la multitude de sillons longitudinaux parallèles à la plus grande dimension du bassin et qui, pour la plupart abandonnés par les eaux, apparaissent comme de véritables combes. Ils sont découpés aux dépens du jurassique supérieur et du crétacé, parfois aussi du jurassique inférieur de la retombée occidentale affaissée du Molard de Don. On les remarque aussi séparés par des collines à sommets plus ou moins aplanis. De là une topographie très accidentée et que les invasions glaciaires ont encore fortement compliquée. Telle la riante et pittoresque bordure occidentale du bassin, de Contrevoz à Prémeyzel.

Ce bassin de Belley est donc bien une région à part, caractérisée par l'importance des influences tectoniques qui en font une zone effondrée. Dans ce bassin se sont produits à diverses époques des mouvements d'eau considérables, dont le réseau hydrographique actuel ne donne pas une idée suffisante.

Outre le Gland dont il a été question dans le paragraphe précédent, ce réseau se compose principalement du Furans et de l'Ousson.

Le Furans (longueur, 26 k.; eaux ordinaires, 2m³,200; étiage, 0m³,950; grandes eaux, 80m³) se décompose en trois sections d'inégale longueur : de la source à la cascade de Rossillon, 8^k,5; de la cascade de Rossillon aux environs de Pugieu, 3 k.; de Pugieu au Rhône, 14^k,5. Dans la première partie de son cours, il utilise la cluse des Hôpitaux; il a une pente très modérée : à peine 2 p. 1000. Par une cascade et des rapides, il sort de la cluse en acquérant une déclivité moyenne de 25 p. 1000. A Chazey-Bons, au-dessous de Pugieu, il n'est qu'à 230 mètres, et il lui reste 14 kilomètres à faire pour rejoindre le Rhône par 219 mètres d'altitude, ce qui donne pour la dernière section une pente de 0m,78 (Rhône, 0m,66). La direction de cette rivière est non moins surprenante que son profil longitudinal : dirigée d'abord de l'ouest à l'est, par conséquent à l'intérieur de la chaîne de la Burbanche à Pugieu, elle devient N.-S. de Pugieu jusqu'à la hauteur de Peyzieu, où de nouveau elle redevient O.-E. jusqu'au Rhône.

Ces anomalies, pente réduite, cascades et rapides, cours vers l'intérieur de la chaîne, sont dues aux influences combinées de la tectonique et des érosions fluviales, puis glaciaires. Ce bassin, en effet, a servi de chenal à plusieurs reprises aux glaciers; le Rhône l'a très probablement aussi parcouru dans sa plus grande longueur; dès lors il ne faut pas s'étonner que la pente du Furans soit si faible et si voisine de celle du grand fleuve. La cascade de Rossillon et la gorge qui lui fait suite s'expliquent par épigénie; de nombreux et considérables apports morainiques masquent le rebord oriental du Molard de Don vers Rossillon et Cheignieu, à l'endroit où la rivière s'est creusé un défilé. Il est certain d'autre part que l'on trouve la moraine dans le fond de la cluse des Hôpitaux, entre la Burbanche et Rossillon, vers la source du Furans. De la sorte l'explication proposée pour la cascade de Cerveyrieu pourrait servir à faire comprendre le saut de 30 mètres opéré par la rivière en aval de Rossillon. Il faut encore signaler, dans le voisinage immédiat de cette chute, l'abondante source pérenne des Gasses, capable dès sa sortie de faire tourner un moulin. Les influences souterraines se manifestent à chaque pas dans le Jura; oblitérées par les matériaux charriés par les glaciers, elles prennent une nouvelle vigueur à mesure que s'opère le déblaiement, et, comme toutes les rivières jurassiennes, le Furans se perd presque partout où il rencontre une roche calcaire.

Le Furans reçoit deux affluents importants : l'Arène sur la rive gauche et l'Armaille sur la rive droite.

L'Arène (longueur, 10^k,500; eaux ordinaires, 0m³,650; étiage, 0m³,250; grandes eaux, 15m³,800) descend de Thézillieu par une étroite gorge synclinale qui l'amène à Virieu-le-Grand, dans la dépression de la cluse Culoz-Ambérieu, d'où elle s'échappe pour rejoindre le Furans. Sa vallée, au débouché dans la cluse, est encombrée de matériaux d'alluvions jusqu'à une assez grande hauteur, et c'est au sein de ces alluvions que le torrent s'est frayé un lit. A signaler, en amont de Virieu-le-Grand, au niveau du thalweg actuel, un tuf sableux et fossilifère, surmonté de l'erratique jurassien recouvert lui-même par des matériaux alpins. Ces formations tufacées se retrouvent dans le bassin du Furans à la Burbanche, où elles ont donné lieu, il y a une dizaine d'années, à un éboulement considérable, qui a enseveli sous ses débris la voie ferrée d'Ambérieu à Culoz. S'il était permis de synchroniser ces derniers dépôts avec ceux de Virieu-le-Grand, il en résulterait une preuve nouvelle du profond creusement des vallées avant les dernières manifestations glaciaires.

L'Armaille (longueur, 12 kil.; eaux ordinaires, 0m³,350; étiage, 0m³,080; grandes eaux, 7m³,200) sert, dans la partie inférieure de son cours, d'émissaire visible au lac de même nom. Auparavant, il lui apporte les eaux de Contrevoz et du Molard de Don,

qui, un peu avant Saint-Germain-les-Paroisses, tournent brusquement à l'est, au lieu de suivre le chenal naturel vers le sud qui mène à la vallée du Gland. Ce cours d'eau présente des singularités qui s'expliquent par des apports glaciaires et l'épigénie : d'importants dépôts morainiques obstruent en effet la vallée de Saint-Germain. Tant qu'il coule dans une combe élevée du Molard de Don, l'Armaille n'a qu'une pente de 30 à 35 p. 1000; puis, lorsqu'il dégringole le flanc oriental de la montagne, sa déclivité est voisine de 50 p. 1000; dans le bassin de Contrevoz, le torrent n'a plus qu'une pente de 11 à 12 p. 1000, qui s'élève jusqu'à 25 p. 1000 dans le passage du bassin de Saint-Germain dans celui du lac d'Armaille, où elle s'abaisse à nouveau jusqu'à 15 p. 1000. Du réservoir lacustre jusqu'au Furans, l'Armaille a une pente supérieure à 1/10. En résumé, ce torrent a des pentes très accentuées, indices de jeunesse, qui voisinent avec d'autres plus modérées, caractéristiques d'une maturité plus grande. Comme de coutume, les pentes les plus raides se trouvent dans les sections transversales aux accidents tectoniques, les plus douces se rencontrent dans les sections longitudinales. De la sorte cet affluent rentre dans le type des torrents scalariformes qui ont été décrits précédemment.

L'Ousson (long., 7^k,500; eaux ordinaires, 0^m³,500; étiage, 0^m³,160; grandes eaux, 13^m³,300) draine la partie orientale du bassin de Belley et longe par conséquent le pied occidental de la chaîne de Parves. Cette rivière n'a qu'une pente négligeable, 20 mètres au total; aussi en hiver sa vallée est souvent envahie par les eaux. Au reste, c'est sur ses bords que sont développés de nombreux marécages appelés dans le pays « blachères » et qui sont exploités pour la récolte de certaines laiches utilisées à divers usages. Les blachères, fréquentes dans les fonds de prairie marécageux du Bugey, sont surtout bien développées dans la vallée inférieure du Sérán et dans la cuvette de Belley. Évidemment l'Ousson, de même que le bas Furans, sortent du type ordinaire des rivières jurassiennes; il n'y a plus de rupture de pente, le profil en long est extrêmement adouci, etc. Ces exceptions sont dues en grande partie à ce que ces rivières coulent dans un bassin déprimé et surcreusé.

Le surcreusement peut être dû à des influences glaciaires ou bien à l'érosion fluviale. Il est probable que ces deux causes ont agi dans le bassin de Belley.

Bien qu'il soit difficile de faire le partage exact entre ce qui est d'origine glaciaire et ce qui est dû à l'érosion fluviale, nous sommes amenés à croire que cette dernière cause est la plus importante. En voici les principales raisons : c'est d'abord, comme témoignage expressif d'une action érosive fluviale intense, le découpage accentué des bordures occidentale et orientale du bassin par des vallées. Sans doute ces vallées sont en

beaucoup d'endroits comblées par des apports morainiques, mais ce fait montre simplement que leur creusement est certainement antérieur à la glaciation wurmienne. De plus, le bassin au nord vient buter et se confondre avec la cluse Culoz-Ambérieu, de Virieu-le-Grand à Rossillon; or, à l'heure actuelle, il reçoit dans cette région les eaux de l'Arène et du Furans, qui se dirigent presque en sens inverse l'un de l'autre; autrefois la cuvette de Belley devait donc soutirer les eaux qui circulaient dans la cluse. Cette question sera du reste traitée en détail plus loin, dans le chapitre relatif aux cluses. Enfin, à l'est, la bordure du bassin présente des cols garnis d'alluvions fluviales identiques à celles qui avoisinent les lacs de Bar et de Barterand, et venant attester qu'à des dates récentes des masses d'eau puissantes ont dû les traverser et se diriger à l'ouest vers la cuvette de Belley. Ces masses d'eau s'échappaient du front du glacier du Rhône et, barrées en aval par la moraine de Massignieu, elles refluaient vers l'amont, en se frayant un passage vers le bassin; ce passage, lors d'une avancée, fut à nouveau occupé par un lobe glaciaire qui a laissé ses dépôts à cailloux striés au-dessus des alluvions fluviales.

L'aplanissement général des sommets des collines peut être attribué dans une certaine mesure aux actions glaciaires, mais l'eau courante y a eu aussi une grande part. Il est évident que les polis, les roches moutonnées, les cuvettes occupées par des lacs, frappent d'abord l'esprit à ce point qu'il est difficile de démêler tout d'abord, dans le relief actuel, autre chose que les nombreuses empreintes dues au modelé glaciaire. Cependant, un examen plus attentif montre que ce modelé a pu communiquer à lui seul au bassin de Belley ses formes particulières. Il a l'air d'être surajouté, et n'est pas le facteur principal du relief, qui reste dû, pour la plus grande part, aux conditions tectoniques et à l'eau courante.

A l'appui de cette opinion, il est intéressant de rappeler ce que M. Penck¹ pense du bassin de Belley. Comme on pourra en juger par la citation suivante, le professeur de Berlin voit, dans la surface supérieure qui réunit les points les plus élevés de la bordure aplanie entourant le plateau mollassique sur lequel est située la ville de Belley, un fond de vallée pré-glaciaire situé à une altitude de 500 mètres environ et le relie à la vallée du Valromey :

« Plus loin, le bassin de Belley est en contre-bas d'une plaine qui se distingue par une série de crêtes ou de « nervures » extraordinairement développées qui donnent au

1. PENCK, *Les Alpes françaises à l'époque glaciaire*, traduction Schaudel, Grenoble, 1907, p. 90.

paysage un caractère extrêmement inégal. Mais, qu'elles soient composées de bathonien ou de rauracien, de valanginien ou de calcaires urgoniens, ces crêtes se maintiennent à une altitude d'environ 500 mètres et déterminent au milieu de leur cadre plus élevé un niveau tout particulier. Elles se relient à une région à plis très serrés; cependant les parties du Jura de même structure ne montrent nulle part d'une manière aussi grandiose le phénomène des nervures. La large surface du Valromey, avec son débouché en gradins, prolonge vers le nord dans l'intérieur du Jura le niveau du plateau à nervures du bassin de Belley. »

Ce qu'il faut retenir tout d'abord de cette citation, c'est l'origine fluviale du plateau ou de la plaine découpée par les glaces en nervures. De plus, il importe de savoir quelle est l'altitude exacte de cet ancien fond de vallée préglaciaire. Pour cela, on peut se servir de la carte au 1/200.000. Il est facile de se rendre compte que les bordures du bassin de Belley, découpées en une multitude de petites collines, se traduisent par des courbes fermées nombreuses. Il devient donc possible de calculer la hauteur moyenne de chaque bordure en totalisant les différentes altitudes de ces diverses courbes fermées et en divisant la somme ainsi obtenue par le nombre des courbes additionnées. Ce procédé, pour le bord oriental, de Virieu-le-Grand au Lit-au-Roi, donne une hauteur de 420 m., et pour le bord occidental de Contrevoz à Prémeyzel, une hauteur de 413 m.

D'après cela, l'altitude du thalweg ancien préglaciaire donné par M. Penck paraît exagérée d'au moins 70 à 80 mètres. La hauteur de 500 mètres n'est atteinte en effet qu'en trois endroits entre le Séran et le bassin de Belley : une fois à la hauteur de Flaxieu, cote 512, et deux fois au sud de Saint-Champ-Chatonod, cotes 537 et 500. De l'autre côté du Furans, elle ne l'est que deux fois vers Contrevoz et Saint-Bois, 503. Ces points culminants sont établis dans les terrains suivants : 3 dans le néocomien, 2 dans le jurassique supérieur. Il n'y en a pas dans le bathonien ni dans l'urgonien, ce qui fait penser qu'il ne faut tenir compte que des sommets inférieurs à 500 m. pour l'établissement de la surface antéglaciaire. Dès lors, en utilisant les 60 courbes fermées qui représentent les sommets des nervures les plus hautes du bassin de Belley, on arrive à la hauteur moyenne de 420 m. en chiffres ronds. Il est à remarquer que dans ce calcul on n'a pas fait entrer les nervures *urgoniennes*, qui n'atteignent pas 350 mètres et qui auraient beaucoup abaissé la moyenne. De même il n'a été compté aucune hauteur comprise entre le Furans et l'Ousson.

Les coupes du bassin de Belley (fig. 42 et fig. 43) font, elles aussi, ressortir le niveau de la surface de l'aplanissement antéglaciaire aux environs

de 410 à 420 mètres. De la sorte, il faut enlever 80 mètres au surcreusement glaciaire dans la région, à supposer qu'il ait été le seul à travailler à son approfondissement depuis la dislocation de l'ancienne vallée aplanie.

IV. — LA ZONE BORDIÈRE DE LA RIVE GAUCHE DE L'AIN ET DE LA PLAINE BRESSANNE.

La rive gauche de l'Ain depuis son confluent avec la Bienne est occupée par une zone montagneuse qui a un aspect spécial dû à l'existence de voûtes normales morcelées et déchiquetées par de nombreuses failles, et de plus recoupées obliquement par la rivière. Plus au sud, le long de la bordure bressanne, l'influence des failles est dominante, et avec elle se laisse apercevoir l'action d'un réseau hydrographique dirigé de l'est à l'ouest et remontant assez loin dans l'intérieur du pays.

Les Berthiant, qui limitent à l'ouest le val d'Oignin, constituent le majeure partie des voûtes déchiquetées par les failles et l'érosion de la rivière d'Ain. Cette chaîne de montagnes, de Coiselet à la coupure de Cerdon, a une longueur de 26 kilomètres; sa direction est sensiblement N.-S. Comme ses voisines orientales, elle offre de nombreuses vallées sèches et des surfaces supérieures plus ou moins planes, mais en plus elle est accidentée par des failles à grand rejet



FIG. 43. — Fragment de la carte d'état-major au 1/50.000 réduit de moitié et montrant la topographie de la rive gauche de l'Ain.

Méandre du Très Mont et du Balvaux. — Ancienne vallée Très Mont, Balvaux, Sonthonnax. — Influence de la faille Vers-Leyssard. — Sur la droite, vallées sèches et aplanissement dans les Berthiant. — Sur la gauche, vallée sèche de Cize (bassin fermé); aplanissement du chaînon secondaire Balvaux-Jarbois.

comme celle de Vers à Leyssard, et

enfin elle voisine à l'ouest avec l'Ain. De ces deux derniers faits résultent des formes un peu spéciales, dont les plus importantes, au point de vue de l'évolution du relief, sont celles qui ont pu être produites par d'anciens cours de la rivière d'Ain.

Lorsque l'on descend de Cize à Serrières-sur-Ain, on est frappé de voir une silhouette montagnieuse plus élancée que de coutume : la ligne droite ondulée a fait place à une courbe conique du plus gracieux effet : c'est le Balvay. Si l'on suit le chemin à rebours de Serrières à Cize, on a devant soi un spectacle analogue, mais moins frappant, à cause de la parure de forêts qui masque la netteté des contours ; c'est le Très Mont.

Nous cherchions depuis longtemps à quoi pouvaient être dues ces formes remarquables dans le Bugey, lorsque, en montant de la station de Cize-Bolozon à la chapelle Saint-Hubert, commune de Napt, en compagnie de M. l'abbé J.-M. Béroud, nous avons trouvé une nappe de petits cailloux roulés très arrondis, appartenant exclusivement à des roches siliceuses semblables à celles qui sont répandues dans la craie. Ce gisement est situé à l'amorce d'une route forestière de Napt à Cize. L'origine fluviale de ce dépôt, placé à une hauteur de plus de 200 mètres au-dessus du lit actuel de la rivière, paraissant probable, il fallait considérer soigneusement les formes topographiques environnantes. Le gisement est tout près de Très Mont, dont les hasards d'une coupe de bois permettaient d'admirer l'élégant profil. Autour du point culminant se trouvant ensuite des mamelons aux formes adoucies, des vallons tapissés de prairies ou de cultures, le contraste était parfait avec la raideur des pentes qu'il avait fallu gravir.

Le même jour, après avoir suivi le regard de la faille Vers-Leyssard, du haut de Solomiat, nous regardions la vallée de l'Ain et l'ensemble Très Mont-Balvay. C'est alors qu'apparut très nettement indiqué un ancien cours de la rivière par Très Mont-Balvay et le hameau de Sonthonnax situé plus au sud. Entre Balvay et Solomiat, s'ouvre une vallée qui peut se suivre soit en amont, soit en aval ; elle est entaillée en pleine roche, et c'est dans cette ancienne vallée que s'est creusé par deux ressauts successifs le chenal actuel. Le ruz de Bolozon a échancré la majeure partie de l'ancien lit entre Très Mont et Balvay. Il faut enfin remarquer que ces deux dernières hauteurs sont situées au sommet de curieux méandres encaissés. Tous ces détails peuvent facilement se saisir sur la figure 43.

L'Ain (longueur, 196 kil. ; étiage, 40 m³ ; grandes eaux, 3.000 m³) est une rivière presque exclusivement jurassienne ; la longueur de son cours et

l'importance du volume des eaux qu'elle charrie, jointes à la singularité de son trajet, méritent une étude approfondie.

En voici tout d'abord une description tirée d'un rapport anonyme du service des ponts et chaussées :

« La vallée de l'Ain, d'abord profonde et resserrée jusqu'en face de Crotenay, bordée à droite et à gauche de pentes boisées ou en friches, quelquefois même d'escar-



Cliché Ferrand.

FIG. 45. — *L'Ain à Conflans.*

pements, s'élargit d'une manière brusque et forme les prés et les champs fertiles du Pont-du-Navoy, de Marigny, Châtillon, etc. C'est la combe d'Ain qui se prolonge jusqu'au-dessus de Largillay. Puis viennent les gorges de Saint-Christophe et du Pont de la Pile, où la rivière coule entre des bords abrupts et resserrés dans un site désert et sauvage. Au-dessous du Pont de la Pile, les rives s'écartent, s'abaissent; la vallée s'ouvre de nouveau; quelques champs, quelques prairies, commencent à border la rivière, les versants ont une inclinaison moins rapide; la ligne de plus grande pente est vers 45°, on entre dans le riant vallon de Garde-Chemin, du Bourget et de Brillat. Mais bientôt la scène change d'aspect; les bords se resserrent; plus de routes, plus de prairies, plus de champs; des rives escarpées, des bois épais, couvrent les flancs abrupts de la vallée, en un mot les sombres retraites de la Chartreuse de Vacluse. Emprisonnée dans un lit étroit et sinueux, la rivière franchit avec rapidité les gorges de l'Ouvre-

l'Œil, du tournant de Chambe, formées par des parois verticales du rocher; partout, comme aux gorges de Boney, comme aux défilés de Saint-Christophe et du Pont de la Pile, les blocs éboulés forment des écueils et des cataractes. Interrompues seulement par le vallon de Menouille, ces gorges se continuent et se resserrent au Grand-Mortier; là, les deux parois de roches opposées s'approchent et ne laissent qu'un passage étroit, profond et sinueux, qu'elles suivent avec une vitesse énorme, comme si elles avaient hâte d'échapper à l'étreinte de la roche qui les enserre. C'est ainsi que la rivière atteint le point où elle reçoit la Bienne. Dès lors les rochers commencent à s'éloigner



FIG. 46. — *L'Ain entre Bolozon et Serrières.*

Cliché Ferrand.

pour faire place aux plaines de Condes, de Coisia, de Thoirette et de Conflans. A partir de ce point, les berges se resserrent à nouveau, laissant une place très minime aux établissements humains, sans toutefois qu'il y ait désormais un retour durable des étranglements situés plus en amont. Tour à tour, sur la rive gauche, apparaissent les villages de Bombois, de Bolozon, de Serrières et de Poncin. La rive droite, généralement plus abrupte, porte seulement les maisons de Merloz, Chambod et Allement. A partir de Neuville-sur-Ain, la vallée s'ouvre largement, et désormais c'en est fini des défilés : la rivière longe la plaine de la Bresse jusqu'au Rhône.

Après cette description, vieille de plus d'un demi-siècle, mais qui reste toujours très exacte, ainsi qu'on peut s'en rendre compte en jetant les yeux sur les photographies 45 et 46, il importe de se faire une idée

des conditions tectoniques qui président au cours de la rivière. Tandis que le Doubs et les autres rivières du type dit jurassien, pour venir déboucher dans les plaines, font des séries de coudes qui donnent à chaque partie de leur cours des directions très diverses et parfois de sens contraires, l'Ain suit grossièrement une ligne droite orientée du N.-E. au S.-O. Cette direction est sensiblement parallèle à celle des accidents tectoniques principaux des Jura central et méridional. Malgré cela, ce serait



Ghehe nudenet.

FIG. 47. — *L'Ain à Merloz.*

une erreur de croire que l'Ain est, dans son cours actuel, dominé par les traits tectoniques discernables aujourd'hui. La rivière est beaucoup plus indépendante que le Rhône : elle franchit avec indifférence anticlinaux et synclinaux, sans s'arrêter particulièrement dans ces derniers, pas plus du reste qu'elle ne se soucie des dislocations. Il y a là un trait particulier tout à fait caractéristique sur lequel il est nécessaire d'insister.

Du troisième plateau, celui de Nozeroy, où elle prend sa source, la rivière d'Ain passe dans le second, celui de Champagnole, en traversant une région plissée et faillée, et voici ce qu'en dit M. Riche :

« Le plateau de Champagnole s'étend vers le sud, sur la feuille de Saint-Claude jus-

qu'aux roches de Mortier, à 4 kilomètres en amont du confluent de la Bienne et de l'Ain... En pénétrant sur la feuille de Saint-Claude, la vallée de l'Ain reste encore élargie (5 kil.). Mais bientôt, au niveau de Barézia, elle s'arrête brusquement, la rivière s'encaisse alors dans une gorge étroite, profonde et sinueuse, dont les parois sont formées, par le jurassique supérieur, en bancs presque horizontaux se correspondant d'un bord à l'autre. Cet état de gorge de plateau dure jusqu'aux roches de Mortier, où, après un léger élargissement de sa vallée, l'Ain suit une gorge oblique aux accidents du relief.

En aval du confluent de la Bienne, le cours de l'Ain s'incline de plus en plus vers l'O., en coupant divers éléments tectoniques. Ainsi, après avoir longé l'anticlinal d'Oliferne, l'Ain le traverse en cluse à Coisiat; plus loin, une nouvelle cluse le fait passer à l'O. de l'anticlinal rompu de Thoirette. Près de Granges, la rivière franchit obliquement une importante faille, puis un synclinal et un anticlinal secondaire, et pénètre sur la feuille de Nantua.

Dans la partie jurassienne de la feuille de Nantua, l'Ain coule d'abord dans un synclinal secondaire (synclinal d'Hautecour-Cize), puis franchit obliquement, un peu en aval de Bolozon, un anticlinal secondaire (anticlin. d'Hautecour-Bolozon-Ouest). L'Ain coule ensuite jusqu'à Poncin dans le synclinal de Poncin-Serrières, puis coupe en cluse l'anticlinal de Chenavel-Grand-Corent. Il longe enfin la terminaison méridionale apparente du synclinal du Suran, puis celle de l'anticlinal du Revermont¹. »

Il est donc manifestement établi que, dans la majeure partie de sa traversée du Jura méridional, l'Ain n'est pas une rivière du type jurassien, et cela bien qu'elle coule dans un pays à plis sensiblement parallèles.

A cette anomalie il faut encore ajouter les deux faits suivants : l'encaissement et la sinuosité du trajet.

Du plateau de Champagnole à Pont-d'Ain, la rivière a profondément entaillé le massif jurassique, dans lequel elle s'est creusé une rainure profonde, un canyon d'une longueur considérable (du Sault de la Saisse à Pont-d'Ain, 106 kil.). L'encaissement, pour s'atténuer parfois pendant de courts espaces, reste la plupart du temps considérable et voisin de 150 à 200 mètres.

Le couloir ainsi formé n'a pas une allure franchement rectiligne; il présente en effet des coudes nombreux, des angles saillants et rentrants dont la pétrographie et la tectonique ne peuvent rendre compte d'une manière satisfaisante. Les plus remarquables de ces accidents sont l'angle en face de l'embouchure du Cinandre au niveau de la Tour-du-Meix, l'éperon qui est en amont du coude de Chambe, la boucle de la station de Cize, celle du Balvay et de Champeillon. Ce ne sont pas des détails insignifiants,

1. A. RICHE. *Bull. carte géol. de France*, n° 73.

car leur ampleur est assez grande pour être traduite par des cartes à échelle réduite comme celles au 1/500.000^e ou au 1/1.000.000^e. L'examen de la carte tectonique permet de reconnaître que pour les trois derniers accidents, ceux de Cize, du Balvay et de Champeillon, il y a indépendance complète à l'égard de la tectonique.

Pour s'enquérir avec chance de succès relatif des conditions dans lesquelles a pu se produire un pareil chenal, il importe de préciser les limites d'âge entre lesquelles il a dû s'établir.

Ces limites sont données par des dépôts fluviatiles et par des dépôts glaciaires. Boistel¹, après Tardy, a attiré l'attention sur un cône de déjection ou un delta tortonien de la rivière d'Ain dans les environs du hameau de Breignes, canton de Poncin. Il s'y trouve situé à une hauteur de 150 mètres environ au-dessus du lit de l'Ain. Le même auteur a fait connaître un autre delta de l'Ain situé aux environs de Neuville-sur-Ain et à 20 mètres au-dessus du thalweg actuel. Ce dernier dépôt serait antéglaciaire. M. Delebecque², qui s'est particulièrement occupé du glaciaire de la vallée de l'Ain dans sa traversée du Jura, a fait connaître que les alluvions de cet ordre obstruent le lit de la rivière et de ses affluents, ce qui établit que la vallée était creusée avant les derniers apports dus aux glaces. Or dans son cours inférieur au travers de la Bresse ayant eu occasion de constater qu'il en était de même³, la formation de la gorge de l'Ain viendrait se placer entre la fin du Miocène et les dernières manifestations glaciaires. Mais le fait le plus intéressant est certainement la présence d'un delta tortonien, car on peut en déduire l'indication précieuse de l'ennoyage de la région ainsi qu'une preuve de l'exondation partielle du pays.

En résumé, le cours de l'Ain au travers du Jura méridional présente les caractères d'une rivière jeune : approfondissement linéaire et méandres. Ces caractères étant indépendants de la tectonique, on peut donner deux raisons de cette indépendance. La première est tirée du volume considérable des eaux de la rivière. Ce débit devenant un facteur puissant d'érosion qui ne devait pas se laisser détourner facilement, de là son tracé à peu près rectiligne. La seconde est d'un ordre tout différent : elle relève des conditions mêmes du plissement. On admet que les plis de l'écorce terrestre se manifestent avec une extrême lenteur. Dès lors, le plissement

1. BOISTEL. *Nouvelles Observations sur la bordure tertiaire du Bugey à l'ouest du Jura*. B. S. G. F., 3^e série, t. XXVI, p. 24.

2. A. DELEBECQUE. *Bull. carte géol. de France*, n° 105, p. 42-44.

3. J.-B. MARTIN. *Contribution à l'étude de la vallée inférieure de l'Ain*. C. R. A. S., 23 septembre 1907.

définitif du Jura étant postérieur à l'époque tortonienne, il est possible que l'Ain ait pu maintenir son cours tortonien dans les périodes suivantes, et cela, en sciant les divers plis qui seraient venus se placer progressivement sur son chemin. Il se peut aussi que, même à cette époque tortonienne, la rivière ait déjà présenté une semblable anomalie; dès cette époque, en effet, elle pouvait recouper des plis; jusqu'à présent, rien n'est venu contredire ces hypothèses.

L'Ain, dans tous les cas, n'en reste pas moins un cours d'eau assez

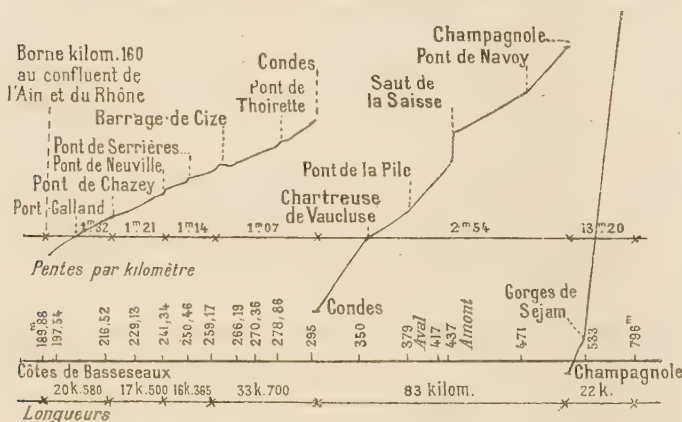


FIG. 48. — Profil longitudinal de la rivière d'Ain.

(Échelle : longueurs 0^m,000625 par kil. ; hauteurs 0^m,00025 par mètre.

ancien, antérieur au relief définitif du pays, par suite un véritable cours d'eau antécédent.

L'extrême obliquité du service des ponts et chaussées du département de l'Ain nous a permis de tracer le profil ci-joint de l'Ain de sa source à son embouchure (fig. 48), ainsi qu'un

tableau de ses profils longitudinaux, kilomètre par kilomètre. L'étude de ces documents met alors en relief la décomposition de son cours en une série de biefs à pente modérée séparés par des barres où la déclivité est beaucoup plus accentuée. Dans ces conditions, chaque bief sert de niveau de base au rapide situé en amont. Les rapides sont constitués par des barrages faits de main d'homme, des enrochements, des barres naturelles rocheuses, ou bien par des « maigres » formés de bancs ou d'atterrissements de graviers et de cailloux roulés de dimensions peu considérables, échelonnés à distance en proportion de leur poids et à raison de la dimension de la vitesse. Les maigres sont bien visibles à l'étiage, et les chutes qu'ils déterminent diminuent et disparaissent à mesure que les eaux augmentent; mais ce qu'ils ont de remarquable, c'est leur fixité relative, déterminée sans doute par les circonstances de débouché et de direction du lit, puisque les crues ne les modifient point d'une manière bien sensible ni en volume ni en position. De cette façon on se rend bien compte

de l'allure générale du cours d'eau, qui se hâte de précipiter ses flots après les avoir ralentis pendant quelques instants.

La comparaison du profil d'étiage et du profil des grandes eaux met ensuite en évidence l'étroitesse du chenal, qui par endroits ne peut débiter les crues avec une vitesse suffisante; de là une augmentation de profondeur dans les parties resserrées, augmentation qui peut aller jusqu'à 10 mètres.

Le dernier trait qui ressort de ces profils est constitué par ce fait que l'Ain, de Pont-d'Ain au Rhône, dans la plaine bressanne, a une pente plus forte, 1^m,32 p. 1000, qu'elle ne l'est dans la gorge de l'embouchure de la Valouze à Pont-d'Ain, 0^m,90 p. 1000. La distance est d'ailleurs la même, 38 k. D'où une anomalie bizarre; d'ordinaire, en effet, les rivières ont une pente d'autant moins accentuée qu'elles sont plus rapprochées de leur niveau de base, tandis qu'ici c'est l'inverse pour l'Ain. Cette particularité est alors susceptible de plusieurs explications : les formations alluviales et tertiaires de la plaine bressanne étant plus faciles à affouiller que les calcaires jurassiques, l'Ain n'a pu retrouver le chenal antéglaciaire qu'il s'était creusé plus profondément antérieurement. Ces deux explications ne se contredisent pas, et en cas d'insuffisance on pourrait se demander si un changement du niveau de base ne serait pas venu donner récemment au Rhône et à ses affluents une activité nouvelle qui n'aurait pas eu le temps de se propager très haut vers l'amont. S'il en était ainsi, les terrasses qui accompagnent les bords de l'Ain doivent en témoigner, mais jusqu'à présent nous n'avons pu encore trouver, dans ce sens, aucun indice capable d'en fournir la preuve. Cette question, du reste, est complexe et nécessite pour sa solution, en plus de recherches nouvelles sur le terrain, l'étude de la faune incluse dans les dépôts limoneux qui s'étendent sur les deux rives de l'Ain depuis sa sortie de la montagne jusqu'à son confluent. C'est ce que nous avons l'intention de faire, après avoir complété les matériaux déjà recueillis à cet effet.

De l'embouchure de l'Oignin jusqu'à celle du Veyron, l'Ain ne reçoit que des affluents de minime importance : la Pisse-Vache et la Pisse-Vieille sur le territoire de Granges, puis le ruisseau de Bolozon (fig. 50), issus du revers occidental du Berthiant et qui sautent par des rapides et des cascades pour rejoindre la rivière. A Leyssard, contre la faille célèbre qui a permis la conservation d'un lambeau de craie, naît le ruisseau de Noire-Fontaine, qui s'est scié une gorge étroite au-dessous du hameau de Malaval. Ce torrent a dû drainer autrefois la vallée de Challes beaucoup plus complètement qu'il ne le fait maintenant. Cette dernière vallée est si aplanie, si large, que, pour l'expliquer, il est permis de penser qu'elle est due à un ancien cours d'eau contemporain de

L'Ain au temps où il divaguait à la hauteur du Très Mont et du Balvay; peut-être même ce cours d'eau se confondait avec la rivière d'Ain, qui dans ce cas aurait débouché

Tableau des profils longitu-

BORNES KIL.	COTES DE FOND	ÉTIAGE	PENTE p. 1000	GRANDES EAUX	PENTE p. 1000	OBSERVATIONS
	m.	m.	m.	m.	m.	
0	273,23	274,95		282,33		Confluent de la Valouse.
1	71,83	73,35	1,60	81,82	0,51	
2	70,70	71,32	2,03	89,59	0,25	
3	69,36	70,28	1,04	79,32	0,27	
4	68,36	69,48	0,80	77,40	1,92	
5	66,79	68,51	0,93	76,23	1,17	
6	68,13	68,45	0,06	76,17	0,06	
7	67,62	67,62	0,83	74,98	1,19	
8	64,51	66,88	0,74	72,98	2,00	
9	65,59	66,61	0,27	72,72	0,26	
10	66,38	66,48	0,13	72,56	0,16	Barrage des moulins de Cize.
11	64,05	64,38	2,10	71,28	1,28	
12	»	»		»		
13	61,05	62,58		69,50		
14	60,56	61,68	0,90	67,68	1,82	Pont de Serrières, barrage de Merloz.
15	59,24	60,36	1,32	66,65	1,03	
16	58,84	59,47	0,89	66,18	0,47	
17	58,02	58,59	0,88	65,57	0,61	
18	57,10	58,57	0,02	64,87	0,70	Barrage du moulin de Merpuis.
19	56,79	58,41	0,16	64,48	0,39	
20	56,22	56,64	1,77	62,72	1,76	
21	55,75	56,53	0,41	62,13	0,59	
22	54,62	55,10	1,43	61,87	0,26	Barrage d'Allement.
23	54,15	54,43	0,67	60,98	0,89	
24	53,75	53,79	0,64	59,17	1,81	
25	52,27	52,75	1,04	58,48	0,69	
26	50,47	50,80	0,95	56,59	1,89	Barrage et pont de Neuville.
27	49,45	50,16	0,64	55,48	1,11	
28	49,56	49,66	0,50	55,27	0,21	
29	45,37	48,90	0,76	55,07	0,20	
30	48,01	48,74	0,16	53,33	1,74	Barrage de Pont-d'Ain.
31	44,49	46,48	2,26	51,28	1,05	
32	44,38	46,12	0,36	49,42	1,86	
33	43,86	45,52	0,60	48,43	0,99	
34	42,53	44,79	0,73	48,24	0,19	Confluent du Surand. Varambon.
35	41,68	43,65	1,14	46,41	1,83	
36	40,78	42,81	0,84	44,77	1,64	
37	40,08	41,68	1,13	43,40	1,37	
38	38,25	38,87	2,81	43,12	0,28	
			1,23		2,30	

vers Saint-Alban et Cerdon. Quoi qu'il en soit, l'ensemble de cette région, vu des hauteurs d'Etables, forme une plate-forme à molles ondulations. Cette plate-forme, haute de 450 à 500 mètres, nivelle toutes les couches, quelle que soit leur inclinaison.

Il y a là une surface d'érosion indubitable qui se raccorde avec le sommet de la chaîne du Revermont qui longe la rive droite de l'Ain (fig. 41).

dinaux de l'Ain depuis la Valouse.

BORNES KIL.	COTES DE FOND	ÉTIAGE	PENTE p. 1000	GRANDES EAUX	PENTE p. 1000	OBSERVATIONS
	m.	m.	m.	m.	m.	
39	34,44	37,64	1,23	40,82	2,30	
40	35,12	35,93	1,71	39,31	1,51	
41	34,71	35,03	0,90	38,11	1,20	
42	32,53	33,23	1,80	36,25	1,86	
43	31,81	32,27	0,96	34,95	1,30	
44	30,64	30,90	1,37	33,76	1,19	Priay.
45	28,04	28,92	1,98	31,94	1,82	
46	25,82	28,21	0,71	30,66	1,28	Villette.
47	25,64	26,37	1,84	29,28	1,38	
48	23,77	24,58	1,79	27,31	1,97	Bublanne.
49	21,35	23,24	1,34	26,34	0,97	Confluent de l'Albarine. Pont de Gévrioux.
50	20,59	21,07	2,17	25,42	0,92	
51	18,27	20,53	0,54	24,17	1,25	
52	18,05	19,80	0,73	23,15	1,02	Mollon.
53	17,15	18,41	1,39	22,15	1,00	
54	16,05	17,60	0,81	21,20	0,95	
55	16,80	17,05	0,55	20,58	0,62	Viaduc de Loyes.
56	13,67	15,36	1,69	18,92	1,66	
57	11,62	13,51	1,85	17,96	0,96	Pont de Chazey.
58	10,83	12,73	0,78	17,04	0,92	
59	10,80	11,45	1,28	16,06	0,98	Chazey.
60	10,25	10,67	0,78	15,09	0,97	
61	8,22	9,75	0,92	13,92	1,17	
62	7,76	8,16	1,59	12,01	1,91	
63	3,67	6,84	1,32	10,30	1,71	Charnoz.
64	4,10	5,55	1,29	8,80	1,50	
65	200,30	3,81	1,74	7,95	0,85	Port-Neuf. Blie.
66	201,66	2,34	1,47	6,38	1,57	
67	201,65	1,88	0,46	4,73	1,65	
68	199,96	0,91	0,97	3,75	0,98	
69	198,55	198,62	2,29	2,29	1,46	Château-Gourdans.
70	196,12	97,62	1,00	1,78	0,51	
71	94,82	96,74	0,88	199,66	2,12	
72	95,40	96,62	0,12	199,22	0,44	Port-Galland,
73	95,94	96,00	0,62	198,24	0,98	
74	92,53	93,33	2,67	195,35	2,89	
75	90,91	91,68	1,65	193,82	1,53	
76	88,83	89,74	1,94	193,67	0,15	
76	88,83	89,74	2,36	193,50	0,17	Borne kil. n° 160 au confluent Ain avec Rhône.
Confluent.	188,00	88,56				

Au sud de la coupure du Veyron, entre les Joux-Blanches et la bordure bressanne, s'étend un groupe de montagnes et de collines assez confus et assez déchiqueté, dominé par le mont Luisandre (809 m.). Le drainage

de la région se fait à la fois vers l'ouest et vers le nord. Dans ce groupe se rencontrent des vallées sèches et des surfaces aplanies, les formes trapézoïdales, dues à l'érosion de deux cycles différents, un premier qui a raboté la surface supérieure, un second qui a entaillé cette surface plane, sont très multipliées. De la sorte, les parties plus élevées prennent des formes massives et adoucies qui contrastent avec la raideur des pentes qui dominent sur la bordure occidentale.



Cliche Ferrand.

FIG. 49. — *Ruz de Bolozon.*

Ruz typique. — Le ruisseau de Bolozon monte à l'assaut de Berthiant. — Remarquer l'entaille qu'il a déjà faite aux dépens de l'ancien lit de l'Ain qui a nivelé les hauteurs du premier plan lors de son passage par Tres Mont et Balvay.

Le Veyron (longueur, 6^k,500; eaux ordinaires, 0m³,550; étiage, 0m³,320; grandes eaux, 26m³,730) prend sa source près de Cerdon, où il reçoit l'abondante source de Marlet. Il coule dans une vallée aux flancs abrupts et à fond très large qui paraît tout à fait disproportionnée avec le chétif cours d'eau qu'elle abrite. Vers Leymiat, où l'élargissement devient considérable, le Veyron emprunte le chenal miocène de l'Ain, et c'est sans difficulté qu'il va rejoindre cette rivière à Poncin.

M. Machacek¹ pense qu'autrefois la vallée du Veyron servait de débou-

1. MACHACEK. *Op. cit.*, p. 115.

ché à l'Ange, venue de la vallée d'Oyonnax (val d'Ange), ou du moins à une rivière qui coulait dans la direction actuelle de l'Ange en suivant la partie méridionale du val d'Oignin compris entre les Joux-Blanches et les Berthiant. Cette opinion est motivée par la présence d'une vallée sèche en amont de la Balme. Cette vallée se raccorde bien avec le prolongement du cours supérieur du Veyron jusqu'aux environs de Ceignes, puis elle change de pente et devient S.-N. jusqu'à Volognat. Ce renversement de pente, à notre avis, est récent; autrefois la vallée Volognat, Ceignes, Cerdon a été le chemin suivi par les eaux de la cluse Bellegarde-Nurieux pour franchir le Jura. Quoi qu'il en soit, les environs de la Balme, de Ceignes et de Peyriat, actuellement dépourvus de toute eau courante, sont bien modelés (fig. 25) et portent par suite les marques d'une ancienne et active érosion.

Au pont de Préau, le Veyron reçoit un affluent considérable, le bief de la Fougé (longueur, 7 k.; eaux ordinaires, 0m³,380; étiages, 0m³,150; grandes eaux, 9m³,880), qui descend du haut plateau de Corlier attenant à la plaine d'Aranc pour sauter, à la belle cascade de la Fougé, dans le vallon étroit et encaissé où se cache l'ancienne chartreuse d'E-

Le long des versants couchés on peut suivre, des pentes pierre. Le juf de la Fouge est une des entailles les plus sérieuses qui aient été faites au massif jurassique transversalement à son orientation générale. Creusée en majeure partie aux dépens des marnes oxfordiennes, cette vallée entame par endroits des assises plus anciennes et plus dures. Le long des versants couchés on peut suivre, des pentes



FIG. 50. — *Fragment de la carte d'état-major au 1/60.000 (réduit de moitié) montrant la topographie de la bordure bressanne.*

Relations entre le Riez, l'Oiselon et le Bief-Chazet. — Vallée de Saint-Jérôme à Saint-Rambert (seuil vers Nivole à 600 m.). — Formes massives des sommets. — Vallées sèches.

de l'Avocat jusqu'à la bordure bressanne, diverses surfaces aplanies dont une au moins se raccorde avec celle des environs de Saint-Alban et de la Balme.

L'Ecotay (longueur, 4^k,500; eaux ordinaires, 0m³,095; étiage, 0; grandes eaux, 1m³,935) prend sa source un peu à l'est du hameau de Breignes, à la hauteur duquel il fait un coude accentué; sa vallée est, elle aussi, très disproportionnée et peut se suivre jusqu'au pont de Préau, où elle se raccorde avec la grande vallée Cerdon, Ceignes, Peyriat, Volognat. Il y aurait là un chemin tout tracé pour l'apport des cailloux de quartzite du bois de Charmontay, s'il était certain que ces dépôts fussent d'origine fluviale.

Les vallées du Riez (longueur, 10 k.; eaux moyennes, 0m³,350; étiage, 0m³,100; grandes eaux, 70 m³) et de l'Oiselon (longueur, 18 k.; eaux moyennes, 1 m³; étiage, 0m³,130; grandes eaux, 55 m³) sont du même ordre, bien que la dernière soit plus complexe (fig. 50). Les portions supérieures du cours de ces rivières sont disposées sur le prolongement l'une de l'autre et dirigées dans un sens inverse. Plus au sud, un affluent de l'Albarine, le ruisseau de Chazet, continue la vallée longitudinale ainsi esquissée. Il est probable qu'autrefois les trois dépressions actuelles étaient parcourues par un cours d'eau unique dirigé suivant la pente du terrain, et que les cluses qui séparent la montagne du Ratelier du Luisandre au sud, et des hauteurs du Châtelard et de Poncieux au nord, sont de date récente. Les affluents du rebord occidental du Jura ont poussé leurs eaux de tête à l'intérieur du massif jusqu'au versant occidental de la vallée longitudinale Boyeux-Saint-Jérôme, Nivollet-Lupieu, et alors se sont produites différentes captures qui ont amené la partie supérieure du Riez à couler du sud au nord, et l'Oiselon supérieur à se diriger du nord au sud, tandis qu'il s'établissait deux seuils, l'un entre le Riez et l'Oiselon, l'autre entre l'Oiselon et le bief Chazet, où il est facile de reconnaître d'anciennes vallées. L'Ain, par ses divagations au pied du Jura et par sa proximité, a donné plus d'importance aux deux torrents du Riez et de l'Oiselon et déterminé l'attaque très vive des pentes marneuses jurassiques. La vallée longitudinale primitive suivait une ligne tectonique importante jalonnée par des failles, telle celle qui, partant de Saint-Jérôme, va sillonner le flanc occidental du Luisandre. Le volume des eaux des deux torrents est considérable lors des crues; les versants en aval des sources immédiates sont composés d'assises imperméables, tandis qu'en amont se trouvent de nombreux entonnoirs, des petites dolines. Ces deux faits suffisent à expliquer l'importance des crues.

L'Oiselon, une fois arrivé dans la plaine qui borde le Jura, a de la peine,

après le village de Hauterive, à rejoindre la rivière d'Ain. Normalement, il devrait se jeter dans la rivière à la hauteur d'Oussiat, mais, par suite des atterrissements du cours d'eau principal, son confluent est reporté plus de 2 kilomètres en aval au-dessous de Pont d'Ain.

V. — RÉSUMÉ

Bien que le haut Pays des Molunes-Retord, le massif du Molard de Don, le bassin de Belley et la zone bordière de l'Ain aient chacun leur caractère propre et se distinguent assez nettement du Pays de Gex, du Haut-Bugey et du Revermont, l'analyse qui vient d'être faite permet de reconnaître que ces diverses régions ont des affinités communes.

Tout d'abord, l'aplanissement des sommets est toujours la règle générale; les parties élevées sont plus ou moins nivelées par des plans de hauteur inégale. Il en était exactement de même dans les régions où le val est la forme caractéristique. De chaque côté des voûtes séparatives on pouvait relever des surfaces aplanies de hauteur variable, selon l'altitude de la chaîne. Tandis qu'à l'ouest, dans le Revermont, ces surfaces planes sont voisines de 500 mètres, à l'est, elles atteignent au Colombier une hauteur de 1.200 mètres. La plate-forme supérieure du Pays des Molunes atteint et dépasse cette dernière altitude, tandis que celle de la région de Retord est un peu moins élevée, de même que celle de la chaîne proprement dite du Molard de Don. Dans ce dernier massif, différentes surfaces d'aplanissement répondent aux différentes parties élevées des bandes faillées. Le long de la bordure de l'Ain, les niveaux d'aplanissement sont compris entre 500 et 700 mètres et se relie à ceux du Revermont. Dans le bassin de Belley, ils descendent beaucoup plus bas jusqu'à 410 ou 420 mètres.

Dans ces différentes plates-formes sont entaillées de nombreuses vallées desséchées pour la plupart, et ce n'est qu'en contre-bas que se trouvent les cours d'eau actuels. L'ensemble du Bugey apparaît dès lors comme un pays qui a supporté divers cycles d'érosion antérieurs à celui qui est en vigueur aujourd'hui. Ces cycles d'érosion sont un facteur très important du modelé présent.

Ce modelé s'est produit aux dépens d'un sol de nature variable, tantôt imperméable par lui-même, lorsque affleuraient les différents niveaux aquifères dispersés dans la série des assises qui composent le Jura méridional, tantôt imperméabilisé par un revêtement protecteur dû à la mol-

lasse ou aux apports glaciaires, tantôt perméable par sa masse, comme le sont les calcaires du jurassique supérieur et de l'urgonien, qui composent plus d'un tiers des surfaces exposées à l'air libre; tantôt enfin perméable par l'usure des veines marneuses intercalées au sein de roches mélangées telles que les assises du néocomien.

Là où l'effort glaciaire a été le plus considérable se trouvent entassés de nombreux matériaux d'alluvions qui ont modifié d'une manière considérable la physionomie de toute une région. Ces effets sont particulièrement sensibles dans la partie sud-occidentale du Molard de Don et dans le bassin déprimé de Belley. C'est ce qui explique la présence de nombreux phénomènes épigénétiques qui ont troublé l'ordonnance des anciennes vallées préglaciaires.

Lorsque les matériaux morainiques sont plus ou moins déblayés, l'influence du sol sur lequel circulent les eaux devient prépondérante; c'est le cas des hautes régions du Molard de Don et de son flanc septentrional. Enfin, dans les hauts pays des Molunes et de Retord, ainsi que le long de la zone bordière de l'Ain, on constate le peu d'importance des dépôts glaciaires ainsi que l'extrême pauvreté du réseau hydrographique; néanmoins, dans ces diverses régions apparaissent des traces certaines d'un drainage ancien beaucoup plus parfait, et il semble que le défaut de couverture protectrice soit en partie responsable de son atrophie.

Avec la rivière d'Ain, dont la traversée du Bugey est, fait capital, tout à fait indépendante de la tectonique, et qui présente de curieux vestiges de ses anciens tracés, on est amené à l'idée que le Jura méridional possédait un certain relief avant les phénomènes orogéniques qui lui ont donné sa forme actuelle.

Avant d'essayer de relier entre eux ces différents phénomènes, en tentant un essai de reconstitution de l'évolution du relief dans le Jura, il faut terminer l'étude des régions naturelles et aborder le problème des cluses composées ou des percées du Bugey. Ce sera l'objet du chapitre suivant.

CHAPITRE VI

LES CLUSES COMPOSÉES DU BUGEY

I. — LA CLUSE BELLEGARDE-NURIEUX

La cluse Bellegarde-Nurieux sépare en deux des chaînes importantes, celles du haut Pays des Molunes et de Retord, puis les Joux-Noires et Blanches. Elle est sinueuse : orientée N. 25° O. jusqu'au pont de Confort, 5 k., puis N. 55° O. jusqu'à Saint-Germain-de-Joux, 6 k., O. 15° S. de Saint-Germain-de-Joux aux Neyrolles, 10 k., elle se termine en suivant une direction O. 20° N. des Neyrolles à Nurieux, 10 k.

De Bellegarde au Pont de Confort, les deux bords de la cluse au fond de laquelle, dans un canyon sauvage et grandiose, coule la Valserine, sont trop empâtés et noyés sous les alluvions glaciaires pour qu'il soit possible de démêler les relations de cette percée avec les axes des plis envoisinants. La gorge, au pont des Oulles, prend une forme en V très accentuée indiquant une extrême jeunesse. Le déblayage glaciaire paraît avancé dans cette partie de la cluse; aussi les phénomènes particuliers à l'érosion dans les roches de dureté diverse y sont-ils très développés.

Du Pont de Confort aux Neyrolles, les travaux de M. Riche ont mis en évidence l'existence de plis en baïonnette avec étirement et abaissement de l'axe dans le fond de la cluse. Il y a donc dans toute cette zone une série de points faibles, d'ensellements, dont les eaux courantes ont profité. Des Neyrolles à la Cluse, aucune influence tectonique ne se fait voir; de part et d'autre les couches sont sensiblement à la même hauteur, mais le fond de la gorge, comme du reste dans le tronçon précédent, est plus aplati, et les versants tendent à prendre une forme en U assez accentuée, ce qui atteste un surcreusement glaciaire accentué. Du reste, le fond de la cluse de Saint-Germain-de-Joux à Nantua n'est pas déblayé des apports

glaciaires. De la Cluse à Nurieux, la gorge sépare en deux les Joux-Blanches et traverse d'épaisses alluvions morainiques qui remontent assez haut contre les versants; néanmoins, la présence de failles importantes sur le bord occidental des Joux-Blanches et l'allure des couches visible du chemin de la Cluse à Nurieux, jointes à la largeur de la vallée de l'Oignin en ce point, permettent de constater qu'un ensellement tectonique a dû faciliter les dispositions actuelles. De la sorte, en laissant de côté le tronçon Confort-Bellegarde, toute la cluse, sauf des Neyrolles jusqu'à la Cluse, est située sur l'emplacement de points faibles dans les voûtes, d'enselllements, qui ont dû servir de collecteurs naturels après le plissement définitif du pays.

Actuellement, le drainage de la gorge s'opère dans deux directions opposées séparées par un bassin fermé, celui du lac de Silan, situé à l'extrémité occidentale du tronçon Saint-Germain-de-Joux-Neyrolles. A l'est du lac, les eaux s'en vont au Rhône par la Semine et la Valserine inférieure. A l'ouest, elles se dirigent vers l'Ain par le lac de Nantua et l'Oignin.

On peut se demander si la cluse a été traversée autrefois par un cours d'eau suivant toute sa longueur et dans quel sens a pu se produire un tel courant. La question dépend en grande partie du seuil qui sépare les deux directions actuelles et de la nature du lac de Silan. M. Delebecque¹ pense que cette nappe d'eau, située à une altitude de 584^m,10, est un lac de barrage par éboulis qui a quelque peu modifié le régime hydrographique de la région : « En effet, dit-il, l'éboulement s'étant produit à 3 kilomètres seulement du faite de la dépression, ce faite a été transporté au sommet même des éboulis, situé environ 24 mètres plus haut, de sorte que les eaux de plusieurs ruisseaux qui s'écoulaient autrefois vers le sud-ouest se dirigent à présent en partie vers le nord-est par-dessus le faite primitif; une autre partie continue à s'écouler dans la direction ancienne, car nous avons vu que le lac de Silan possède, en plus de son déversoir, un écoulement sous-lacustre à travers la digue d'éboulis. »

Le bassin du lac de Silan actuel est, comme nous l'avons dit, un bassin fermé. Il n'y a pas d'écoulement visible vers l'est; le ruisseau du Combet ne sort pas du lac; il en est séparé par un seuil de quelques mètres qui se trouve un peu à l'ouest de la station de Charix-Lalleyriat. Il se peut toutefois que, lors des très grandes eaux, il s'établisse une communication

1. A. DELEBECQUE. *Les lacs français*, in-4°, Paris, 1898.

entre le lac et l'affluent de la Semine; mais cette communication n'est que de peu de durée et doit être aidée par la main de l'homme. A l'ouest du lac, au pied des éboulis, se trouvent des « goilles », ou « doyes », espèces de sources naturelles qui alimentent un ruisseau qui se dirige vers le lac de Nantua et l'Oignin; ce sont ces doyes qui composent l'écoulement souterrain de la nappe d'eau de Silan. En réalité, de Nurieux à Bellegarde il y a donc deux ruptures de pente, l'une à l'ouest du lac de Silan, l'autre, beaucoup moins considérable il est vrai, à l'est.

Bien que soutenue actuellement à son bord occidental par des éboulis descendus de sa bordure septentrionale, la nappe d'un vert si étrange, menacée par la roche du Peney située sur son bord méridional, peut avoir existé avant le gigantesque éboulement dont on constate aujourd'hui les traces. Il est, en effet, placé au milieu du synclinal lac Genin-Charix-Neyrolles. Ce synclinal s'abaisse du nord au sud, puis se tord et remonte au delà de la gorge. Il forme donc une dépression très marquée, et c'est au point le plus bas que se trouve le lac. C'est ce que la légende de la carte géologique de Nantua fait bien ressortir en disant que le lac de Silan est dans une vallée de plissement. (Cf. carte tectonique, fig. 37.) M. Riche, dans la note précitée, pense que « l'ancienne ligne de partage des eaux de la gorge Bellegarde à Nantua devait être déterminée par le passage de l'axe de l'anticlinal de Biolaz » situé à l'est du lac. De la sorte, le Combet, qui traverse en cluse cet anticlinal, est un rameau conquis par le réseau hydrographique développé à l'est, sur celui qui existait à l'ouest. Il se peut que le lac de Silan, alors qu'il occupait plus complètement le synclinal tordu de Charix, ait eu un déversoir du côté de l'est, par-dessus l'axe de Biolaz affaissé et tordu lui-même dans la gorge. Ce déversoir aurait vidé à peu près le lac et apporté à la Semine les eaux du synclinal de Charix. Plus tard, les glaciers vinrent modifier le chenal ainsi obtenu, et, lorsque survint l'éboulement, il se trouva une légère contrepente, du pied de l'anticlinal de Biolaz au centre du lac de barrage. Peut-être aussi le déversoir du synclinal de Charix s'est-il trouvé tourné vers l'ouest; dans ce cas il aurait contribué à creuser la cluse de Nantua au travers des Joux-Noires. Il est bon de se rappeler ici que ce synclinal est compris entre deux cassures grossièrement parallèles situées l'une à l'est et l'autre à l'ouest, de sorte qu'il est difficile de se prononcer sur la pente originelle de cette partie de la région.

Quoi qu'il en soit, on ne peut s'empêcher de constater que la gorge Bellegarde-Nurieux apparaît comme le chenal d'une rivière importante,

aux nombreux affluents. Il suffit pour cela de s'élever sur les hauteurs qui la dominant soit au nord soit au sud. Un des endroits les plus favorables pour saisir ce fait se trouve au sud-est des Neyrolles, aux environs de la ferme de Coillard. Les vallées longitudinales qui découpent le revers oriental des monts d'Ain sont tranchées brutalement vers le nord et apparaissent comme suspendues au-dessus du village des Neyrolles. Il en est de même pour le vallon qui vient d'Apremont de l'autre côté de la cluse.

Les cours d'eau sont disposés symétriquement tout le long de la gorge, et il est à remarquer que cette symétrie fait que ceux qui atteignent le bord méridional coulent du sud au nord, ce qui est très rare dans le Bugey : Tacon bugiste et Semine, bief à la Dame et ruisseau de Charix, Oignin supérieur et Ange, ruisseau de Volognat et Oignin inférieur, semblent se correspondre sur chaque lèvre et semblent des affluents d'une grande rivière qui avait circulé dans cette percée du Jura. L'impression, lorsque l'on regarde du haut des lacets des routes qui serpentent le long des bords de la cluse pour gagner les hauts pays de Retord ou des Molunes, est du même ordre que celle que l'on a lorsqu'on surplombe les gorges de l'Ain. La cluse apparaît comme une coupure très étroite, et, arrivé au sommet d'un des versants, après quelques pas, si l'on se retourne, on a peine à croire qu'une pareille dépression sépare le pays mollement ondulé où l'on se trouve de celui qu'on aperçoit derrière soi, si proche qu'on le dirait à portée de la main.

La partie orientale de la cluse du pont de Confort au lac de Silan présente des traces de terrasses et de surfaces d'aplanissement assez intéressantes (fig. 51). Du pont de Confort à Saint-Germain-de-Joux, sur la rive gauche de la Semine, à une hauteur de 50 à 60 mètres au-dessus du thalweg actuel, se voit très nettement une terrasse composée en majeure partie par des alluvions glaciaires plus ou moins remaniées; on peut l'appeler terrasse des Arsis, du nom des granges qui sont établies à son extrémité occidentale. A un niveau supérieur on trouve une surface aplanie comprise entre 700 et 800 m. de hauteur et sur laquelle sont installés des bourrelets morainiques. Cette surface plane, qui est inclinée vers l'est dans le sens de l'écoulement de la Semine, est très nette aux environs de Saint-Germain-de-Joux en dessous de Très Montréal, de Plagne, de Béjat et des Chaillay. Plus bas elle se retrouve vers Montanges, à la Croix du Pas, où elle se relie à la plate-forme qui longe la Valserine. Sur la rive droite elle est surtout développée aux environs de l'embouchure du bief à la Dame,

vers le Poizat et Lalleyriat. Cette surface nivelle les roches les plus diverses et semble être la trace d'un fond de vallée antéglaciaire, puisqu'elle est recouverte par des apports morainiques où les matériaux jurassiques et alpins sont mélangés. Au moment où elle fut établie, les eaux coulaient de 250 à 300 mètres au-dessus de leur niveau actuel. Nous l'appellerons terrasse des Chaillay. La carte au 1/50.000 fait bien ressortir l'existence de cette plate-forme, qui peut se suivre le long des versants des affluents de



FIG. 51. — Fragment de la carte d'état-major au 1/50.000 réduit de moitié et montrant la topographie des environs de Saint-Germain-de-Joux (Cluse Bellegarde-Nurieux).

Terrasse des Arsis : 50 à 60 m. au-dessus du thalweg actuel. — Terrasse des Chaillay, 258 à 300 m. — Lac de Silan, bassin fermé. — Delta de la Tour au débouché du bief à la Dame. — Verrou des moulins de Prapon. $\perp$

la gorge; mais, outre ce grand trait de la topographie dans cette région, il y a de nombreuses banquettes rocheuses qui ne peuvent être interprétées autrement que comme formes d'érosion.

La gorge Bellegarde-Nurieux offre encore, au voisinage de Saint-Germain-de-Joux, d'autres formes intéressantes; ce sont les cônes de déjection de la Semine et du bief à la Dame à leur débouché dans la cluse. Le premier occupe la majeure partie de l'espace où est bâti le village de Saint-Germain-de-Joux; sa forme est très aplatie, on dirait un delta qui s'est formé au sein d'une nappe lacustre; toutefois, la main des hommes a pu

intervenir ici d'une façon assez sensible, puisque ce ne sont qu'habitations et jardins. Il n'en est pas de même plus à l'ouest, à l'endroit où le bief à la Dame se jette dans le Combet, un peu au-dessous du domaine de la Tour. Là, le cône de déjection du torrent descendu du haut Pays de Retord a véritablement la forme d'un delta : il est de forme triangulaire, et sa surface supérieure est presque plane. Il est recouvert d'un tapis vert de prairies qui permet d'admirer sa forme élégante et d'une très grande fraîcheur.

En résumé, aux environs de Saint-Germain-de-Joux on peut distinguer dans la gorge de Bellegarde-Nurieux trois niveaux d'érosion distincts de l'actuel. Les deux plus élevés, que nous avons désignés sous le nom de terrasses des Chailley et d'Arsis, sont antérieurs à la dernière glaciation. Le dernier, celui qui a vu la constitution du delta de la Tour, doit être de date postérieure, car il ne semble pas vraisemblable qu'une pareille formation, épaisse de 5 à 10 mètres, située presque au fond de la gorge, à moins de 10 mètres du thalweg actuel, n'ait pas été enlevée par le glacier qui a dû balayer, décaper le lit sur lequel il s'avavançait et n'aurait pas respecté un pareil ensemble de terrains relativement facile à entraîner. De plus, le delta de la Tour semble bien s'être déposé dans un lac. Peut-être le lac de Silan, aussitôt après l'éboulement qui lui a donné naissance, avant d'avoir trouvé le chenal souterrain qui le fait s'écouler par les doyes de Neyrolles, a-t-il eu une étendue plus grande que celle qu'il occupe aujourd'hui et s'est-il avancé au delà de la Tour. Par suite de l'ouverture des canaux souterrains, son niveau s'est abaissé beaucoup plus vite, et à un moment donné les eaux du bief à la Dame ont cessé de l'atteindre et ont été capturées par l'érosion régressive du Combet.

Le lac de Silan aurait présenté ainsi un phénomène analogue à celui qui s'est produit au voisinage de la nappe d'eau limpide où la coquette cité de Nantua, plus à l'ouest dans la cluse, mire ses superbes promenades. Dans cette partie de la gorge, où les influences tectoniques ne sont pas visibles, les actions glaciaires ont acquis un développement extrêmement important. De la Cluse à Nurieux, le sol est encombré de matériaux apportés par les glaciers, et l'on peut juger de l'importance du remblayage par ce fait qu'au Saut de Béard, où l'Oignin passe définitivement du val Ange-Borrey dans le val d'Oignin, la rivière a creusé son lit au sein d'une masse de matériaux glaciaires épaisse d'une quarantaine de mètres.

M. Delebecque¹ a établi que le lac de Nantua, lac de barrage glaciaire ou

1. A. DELEBECQUE. *Etude des terrains glaciaires des vallées de l'Ain et de ses principaux affluents.* Bull. carte géol. de France, n° 90, p. 21.

lac de dépression centrale, s'étendait probablement autrefois jusqu'au pied des deux moraines de Saint-Martin-du-Fresne et de Nurieux-Saint-Germain-de-Béard. L'examen du débouché du Vaud dans la vallée de l'Oignin permet d'étendre le territoire de cet ancien lac et de fixer un des niveaux qu'il a atteint lors de sa grande extension. En effet, un peu à l'est de la scierie de la Nitrière, sur la route de la Cluse à Brenod, on exploite une sablière creusée dans des alluvions où l'on peut voir un delta torrentiel à stratification bien nette, surmonter une moraine calcaire à boue très développée. Le Vaud a creusé son lit au sein de ces dépôts, et sur sa rive gauche on voit très nettement un profil en terrasse qui va en s'adoucissant vers l'ouest. La hauteur du delta torrentiel n'est pas éloignée de 520 m.; dès lors le lac devait s'étendre au sud de Saint-Martin-du-Fresne et occuper la dépression des Eaux-Mortes. A cette époque, le bassin lacustre de Nantua avait un niveau supérieur d'une quarantaine de mètres à celui qu'il possède actuellement (474^m,50). Il est probable qu'à ce moment il s'étendait au sud de Volognat, dans le val d'Oignin, sur l'emplacement des prairies marécageuses qui forment la basse vallée de Peyriat; vers le nord il était retenu par le barrage de Saint-Germain-de-Béard, et dans la vallée de l'Ange par la moraine de Montréal. Le remblayement s'est effectué, après le départ définitif des glaces, au moyen du remaniement des matériaux qu'elles avaient accumulés et des alluvions de l'Ange et de l'Oignin. Les temps historiques ont, en partie, vu accomplir ces modifications, et l'histoire raconte que le corps de Charles le Chauve fut amené de Maillat à Nantua en barque, ce qui prouve qu'à cette époque le lac de Nantua remontait encore assez loin dans la vallée de l'Oignin. Le colmatage entre Brion-la Cluse et Montréal est encore assez imparfait; les terrains sont très marécageux, et il n'y a guère que 50 ans que l'homme essaye de les assainir et d'y établir des terres de rapport.

La cluse vient buter à Nurieux contre la chaîne des Berthiant, et ce n'est pas le phénomène le moins remarquable qu'elle peut offrir; d'ordinaire les percées des chaînes aboutissent à l'extérieur; ici, il n'en est pas de même : le Jura méridional, comme on l'a déjà remarqué, n'est pas traversé dans son entier. D'autre part, les formes de la cluse témoignent qu'elle a été le théâtre d'érosions intenses, et la question se pose de la manière suivante : pourquoi les forces érosives n'ont-elles pas achevé la percée du Jura? Sans doute, elles ont été déviées. C'est alors qu'en présence de la vallée sèche de Peyriat, qui occupe tout le sud du val d'Oignin, on est amené à admettre que les eaux ont pu être soutirées par

cette voie et gagner de là, par la vallée Ceignes-Cerdon, la bordure bressanne. De plus, si les Berthiant offrent de remarquables accidents tectoniques longitudinaux, ils ne présentent pas de phénomènes analogues à ceux qui se produisent dans les Joux-Blanches ou au voisinage de Saint-Germain-de-Joux; il n'y a pas d'abaissement d'axes ou de déchirements signalés jusqu'à présent.

Mais alors, d'où vient l'état du réseau hydrographique actuel? Il est incontestable qu'il est dû en grande partie aux influences glaciaires, mais il ne semble pas que ces dernières soient suffisantes pour expliquer l'abandon du tracé hypothétique Volognat-Peyriat-Ceignes-Cerdon, et il faut, pour l'expliquer, recourir à des mouvements du sol rendus d'ailleurs probables par l'état très faillé de la région.

Comme on le voit, l'étude de la cluse Bellegarde à Nurieux soulève encore des problèmes fort intéressants; ce qu'il en faut retenir, c'est d'abord l'influence très accusée de la tectonique et des glaciers. Ensuite, les divers niveaux relevés aux environs de Saint-Germain-de-Joux montrent que le creusement de la gorge s'est accompli par saccades et au milieu de phases diverses. Il y a ici une analogie remarquable avec ce qui s'est passé dans le val Chézery ou dans le Valromey, par exemple, où l'on retrouve différentes traces d'anciens fonds de vallées préglaciaires. Le lac de Silan, situé dans une vallée de ploiement dans la partie la plus basse d'un synclinal, constitue un bassin fermé qui n'a qu'un écoulement souterrain. Ce bassin fermé, aussi curieusement situé, offre la particularité curieuse de former le seuil qui sépare les deux directions opposées suivant lesquelles s'effectue le drainage de la cluse. Enfin, le lac de Nantua était autrefois beaucoup plus étendu qu'il ne l'est actuellement et que M. Delebecque ne l'a signalé.

II. — LA CLUSE CULOZ-AMBÉRIEU

La cluse Culoz-Ambérieu (fig. 52) a une longueur voisine de 50 kilomètres; le Jura méridional, sauf le chaînon du Gros-Foug, est percé de la sorte dans toute son épaisseur. Cette longue traversée n'est pas rectiligne; elle se décompose en une série de lignes brisées orientées en des sens divers. Sensiblement E.-O. de Culoz au pont de la route de Virieu-le-Grand à Belmont, cote 263, elle devient à peu près nord-sud jusqu'à Virieu-le-Grand, où elle oblique vers le sud-sud-ouest jusqu'au moulin du Martinet sur le Furans; de là elle passe à la direction O. 20°. N. jus-

qu'au moulin de la Tuffière, près des lacs des Hôpitaux, où elle se dirige jusqu'aux Abéanches, entre Argis et Oncieu, suivant une orientation moyenne N. 30° O. ; à partir de ce point jusqu'à Saint-Rambert, la cluse est dirigée de l'est à l'ouest, puis, de Saint-Rambert à Torcieu, du nord-est au sud-ouest, et de Torcieu à Ambérieu, du sud-est au nord-ouest.

Au point de vue topographique, elle se divise en deux parties bien nettes : l'entrée orientale, de Culoz jusqu'à Rossillon, où il n'y pas de rebord méridional continu qui donne à la dépression la forme de gorge caractérisée, et le reste de la cluse de Rossillon à Ambérieu, où incontestablement l'on a affaire à une gorge typique, dépression étroite, entourée de



Cluse de Martonne.

FIG. 52. — *Le village des Hôpitaux.*

Cluse typique ; gradins et passage étroit pour la route et la voie ferrée.

chaque côté d'abrupts qui la surplombent à des hauteurs considérables comprises entre 200 et 600 mètres. Il y a ainsi une différence sensible entre les formes des cluses de Bellegarde-Nurieux et de Culoz-Ambérieu. La première débute par le canyon de la Valserine, et ce n'est qu'à son extrémité occidentale, après le lac de Nantua et la traversée des Joux-Noires, qu'elle touche un instant le val Ange-Borrey, avant de recouper les Joux-Blanches et de venir buter contre les Berthiant. Ce n'est que dans la traversée du val précité qu'elle perd un instant son caractère de gorge. La seconde, après être entrée dans le synclinal de Valromey sans effort apparent et sans présenter d'encaissement notable, continue son trajet dans des conditions analogues au travers des accidents terminaux du Planachat et du plateau de Pugieu. De la sorte, les seules parties des cluses précitées qui soient des gorges véritables sont

les tronçons Bellegarde-la-Cluse et Rossillon-Ambérieu. La plus septentrionale se termine à l'ouest d'une façon analogue au commencement de la plus méridionale à l'est.

Au point de vue tectonique, la cluse Culoz-Ambérieu est aussi curieusement constituée. Tout d'abord l'axe du Colombier au niveau de Culoz se dédouble et s'abaisse merveilleusement : le jurassique supérieur, qui affleure vers 1.250 mètres au-dessus de Culoz, n'est plus qu'à 321 mètres au Molard de Vions, et remonte vers 600 mètres dans le mont Landard, début de la chaîne de l'Épine, où il s'élève à près de 1.500 mètres. Le synclinal du Valromey sépare cet ensellement de celui de la partie orientale du Planachat, qui forme une flexure en forme de genou, flexure très visible de la gare de Virieu-le-Grand, pour se relever insensiblement plus au sud, dans la direction de Saint-Martin-de-Bavel. A partir de Virieu-le-Grand, la cluse est conditionnée, jusqu'au moulin du Martinet, par les accidents tectoniques qui disparaissent vers le plateau de Pugieu (cf. chapitre tectonique). Du moulin du Martinet jusqu'à Rossillon, elle est percée dans la retombée nord-orientale du Molard de Don, où elle entre dans une portion synclinale assez étendue jusqu'à Tenay. De Tenay à Ambérieu, elle coupe sept plis anticlinaux dont les principaux sont, en allant de l'est à l'ouest, ceux d'Évosges, du Chêne de Suerme, de Saint-Rambert et du mont Charvet.

La cluse Culoz-Ambérieu semble donc être indépendante des conditions tectoniques, à partir de Tenay jusqu'à son débouché dans la plaine de l'Ain; auparavant, sur plus de 30 kilomètres, elle a été puissamment aidée par les phénomènes décrits plus haut. De la sorte, il y a comme deux cluses abouchées l'une à l'autre : la plus orientale trouve une partie de son explication dans les abaissements d'axes, les ensellements et l'existence d'un synclinal; la plus occidentale n'est pas susceptible d'une interprétation du même genre.

En prenant pour origine orientale l'embouchure du Jordan, torrent de Culoz, dans le Rhône, on constate que la cluse débute à un niveau très bas, 230 m.; c'est, du reste, le point le moins élevé de tout le trajet. La cluse Bellegarde-Nurieux, elle aussi, est la moins élevée vers son origine à Bellegarde. Vers Ambérieu, l'altitude de la cluse est de 245 mètres. C'est donc entre deux points d'une altitude sensiblement égale que se trouve le seuil de séparation des deux bassins qui se partagent le drainage de la cluse : le bassin du Rhône et de Belley à l'est, celui de l'Albaine et de l'Ain à l'ouest. Ce seuil est constitué par un bassin fermé situé

au milieu de la portion synclinale qui s'étend de Rossillon à Tenay. Dans ce bassin fermé, par 350 mètres d'altitude se trouvent les lacs des Hôpitaux. Il y a là une ressemblance frappante avec ce qui se passe dans la cluse de Bellegarde-Nurieux, où le seuil qui sépare les bassins du Rhône et de l'Ain est aussi constitué par une région déprimée, établie dans un synclinal, où s'étale la superbe nappe d'eau du lac de Silan.

L'existence de deux portions de cluse aussi différentes au point de vue tectonique que le sont les tronçons Culoz-Tenay et Tenay-Ambérieu,



Griche Roche.

FIG. 53. — *Ancienne vallée du ruisseau de la Boissière.*

Entaille typique dans la plate-forme d'érosion des environs d'Arandaz. — En bas, à gauche, village de Conand et ruisseau actuel.

jointe à la présence d'un seuil peu élevé constitué par un bassin fermé, soulève divers problèmes intéressants. Il y a lieu, en effet, de se demander dans quel sens la cluse a été parcourue et si elle l'a été dans son entier par le même cours d'eau. Si cette dernière hypothèse est exacte, il faut expliquer le mode de drainage actuel, qui est tout différent.

Pour bien saisir l'ensemble de la question, il importe de considérer et la topographie des régions élevées de la cluse et les divers dépôts qu'elle renferme dans son intérieur.

Du haut de la montagne d'Ordonnaz, et en suivant la route qui mène de ce village à celui d'Arandaz, on jouit d'une vue superbe sur les parties hautes de la cluse, qui sont à peine égratignées par des accidents

latéraux tels que le Bief de Tare. Le paysage s'ordonne suivant des plans disposés en forme de gradins : au fond de l'horizon, les hauteurs qui dominent Prémillieu, le bois de Ravière (1.048 m.), la forêt de Jailloux (1.068 m. ; plus bas, le plateau de Prémillieu, d'une altitude de 900 mètres, est intermédiaire entre le gradin précédent et celui de la Grange-des-Prés, Hostiaz, la montagne d'Évosges, situé entre 750 et 800 mètres. C'est ce dernier gradin qui est de beaucoup le plus développé et qui a une surface plane due à l'érosion ; c'est une plate-forme d'érosion qui nivelle toutes les couches, quelle que soit leur inclinaison. Enfin, au premier plan, une corniche rocheuse, haute de 630 à 650 mètres, porte les deux hameaux de Tare et se continue vers le N.-O. par une banquette en roche vive utilisée par la route de Tenay à Hostiaz.

De l'autre côté de la gorge, de Prémillieu ou d'Hostiaz, l'aspect, pour être moins étendu, reste sensiblement le même : au fond, les hauteurs de Crêt-de-Pont (1.050 m.), du Calvaire de Portes (1.012 m.), de la Grande-Bête et du Crêt dominant le plateau de 750 à 850 mètres sur lequel circule la route d'Ordonnaz à Arandaz. Cette plate-forme d'érosion se laisse suivre jusqu'aux environs de Saint-Rambert, vers lesquels elle semble converger ; le ruisseau de la Boissière, vers Charvieux et Conand, l'a profondément entamée (fig. 53) et a séparé vers le sud le lambeau sur lequel est bâti le hameau de Chariot ; enfin une corniche rocheuse de 600 à 650 mètres est bien visible vers les granges de Fays et au-dessus des Hôpitaux. M. de Martonne a bien voulu nous signaler l'importance des plates-formes structurales dans les parties basses de la gorge ; ces plates-formes prennent l'apparence de gradins taillés dans le roc et peuvent être confondues avec des plates-formes d'érosion. Néanmoins, ces dernières formes paraissent dominer sur les hauteurs et se correspondent sur chaque bord de la cluse. Il est difficile d'échapper à l'idée que l'on se trouve en présence de traces d'une érosion très active qui s'est exercée pendant longtemps et dans des cycles divers dont les différents gradins sont les témoins authentiques. Ces vues sont confirmées par l'examen du fond de la cluse. M. Depéret¹, qui a particulièrement étudié « les changements du cours du Rhône dans sa traversée de la chaîne du Jura, entre Culoz et Ambérieu », est arrivé aux conclusions suivantes. que je me fais un devoir, vu leur importance, de reproduire en entier.

« Je n'ai pu retrouver jusqu'ici aucune trace précise du trajet du

1. G. DEPÉRET, *Bull. carte géol. de France*, t. X, p. 540, 541 ; 1899.

Rhône à l'époque du grand transport de cailloutis alpins qui caractérise le pliocène supérieur : la présence sur toutes les hauteurs des chaînons jurassiens jusqu'à l'altitude de 1.000 à 1.100 mètres de débris glaciaires (boue et blocs erratiques) suffit sans doute à expliquer la disparition des nappes d'alluvions pliocènes qu'il faudrait, en tous les cas, rechercher à de grandes altitudes au-dessus des vallées actuelles.

« Nous avons été plus heureux, M. Kilian et moi, pour le Rhône pré-glaciaire, qui a déposé, au début du quaternaire et avant l'arrivée des glaciers dans la région, *une haute terrasse de graviers alpins gris*, s'élevant à plus de 120 mètres au-dessus du thalweg du Rhône actuel : ce premier Rhône quaternaire, à partir de Culoz, s'engageait vers l'ouest dans la cluse d'Artemare et de Virieu-le-Grand : au nord de Virieu, il existe deux lambeaux importants de sa haute terrasse, monticule du château et colline au-dessus du four à chaux, préservés de l'érosion par leur situation au fond d'une anse des terrains jurassiques. Au lieu de tourner au sud vers le bassin de Belley, le Rhône continuait à emprunter la grande cluse suivie aujourd'hui par le chemin de fer d'Ambérieu à Culoz ; on retrouve le long de ce trajet plusieurs lambeaux importants de la haute terrasse à l'entrée nord du tunnel de Virieu, à la sortie sud de ce tunnel à Maniole (Manicle) ; enfin, un énorme lambeau au nord du village de Contrevoz. Ce lambeau de Contrevoz s'engage assez résolument dans la cluse de Rossillon pour qu'il ne puisse avoir d'autre issue que la cluse qui, par le seuil des Hôpitaux, conduit à la vallée de l'Albarine et à Ambérieu. Le long de cette cluse étroite et profonde, l'érosion a enlevé la plus grande partie des alluvions quaternaires ; mais au débouché de l'Albarine dans la plaine d'Ambérieu, on retrouve des deux côtés de ce débouché deux collines constituées en majeure partie par les graviers de la haute terrasse : à droite, la colline en aval du château de Saint-Germain ; à gauche, la vallée d'Ambutrix. Ces deux collines dessinent nettement, en les rejoignant entre elles par la pensée, le triangle d'alluvion du Rhône, s'étalant à la sortie de la cluse. Je puis conclure dès aujourd'hui que le Rhône, au début du quaternaire, a passé d'abord par la cluse du chemin de fer de Culoz à Ambérieu et ne s'est détourné qu'ensuite vers le sud dans la direction du bassin de Belley.

« Toutes les terrasses d'alluvions que l'on observe, soit entre Virieu-le-Grand et Belley, soit plus à l'est encore le long du trajet actuel du fleuve par la plaine de Lavours et Cressin, sont beaucoup plus basses que la terrasse de Virieu-le-Grand et de Contrevoz et appartiennent à des époques

plus récentes. J'espère pouvoir bientôt établir, dans leur ordre chronologique, la série de ces déplacements successifs du Rhône. »

La carte géologique détaillée de Chambéry, parue en juillet 1901, deux ans après la publication de cette note, comporte un essai de distinction des diverses alluvions qui encombrent l'entrée orientale de la cluse et le bassin de Belley. M. Hollande, à qui on doit cette distinction, y reconnaît d'abord des lambeaux désignés par la notation a^{1a} : « alluvions fluviales formées antérieurement aux glaciers (haute terrasse préglaciaire). On les rencontre principalement aux environs de Virieu-le-Grand et à l'entrée de la cluse de la Burbanche. Elles sont formées essentiellement de gravier et de sable assez fins et bien lités. » Sur la carte on voit très bien ces alluvions de l'entrée de la cluse : ce sont les lambeaux de Manicle et de Contrevoz de M. Depéret. Mais il n'y a pas trace de pareils dépôts aux environs de Virieu-le-Grand, où les lambeaux du four à chaux et du château sont marqués par la notation a^{1b} , qui désignent, d'après la notice, des alluvions interglaciaires. Il en est de même des alluvions de Rothod dans le bassin de Belley, que M. Douxami¹ classe parmi les alluvions anciennes : « Les seules alluvions anciennes sont celles que j'ai déjà indiquées à Rothod, en bas et au nord de Belley et à Saint-Champ. L'altitude des deux premiers affleurements (270 m.) empêche, je crois, de les rejoindre avec celles qui existent beaucoup plus au nord vers Virieu-le-Grand et Pugieu. — Celles de Saint-Champ, dont l'altitude est un peu supérieure (300 m.), appartiennent cependant peut-être encore à la terrasse précédente. » La carte de Chambéry marque les alluvions de Saint-Champ des deux signes suivants a^2 et a^c . Le premier désigne les alluvions modernes et tourbes; le second, les alluvions de basses terrasses et moraines internes. Ce n'est pas tout : à l'ouest de Contrevoz il y a un placage qui est dénommé simplement a^1 , « alluvions fluvio-glaciaires ». Ce sont des dépôts fluviaux faits de sables plus ou moins grossiers et de graviers à cailloux bien roulés, le tout disposé en lits enchevêtrés. On les rencontre à différents niveaux. Viennent enfin les nombreux affleurements que la notation a^{1gl^2} désigne comme moraines externes.

D'un autre côté, à propos du bassin de Belley, il a été dit que ce bassin était considéré par M. Penck comme faisant partie du fond d'une ancienne vallée probablement préglaciaire, dont la base se trouvait vers le plateau de Crémieu (400 m.) et le sommet vers le lac de Genève, autour

1. H. DOUXAMI. *Bull. carte géol. de France, Comptes rendus de Coll.*, t. X, p. 558; 1899.

de 700 à 800 mètres. De la sorte, le Rhône préglaciaire aurait aussi coulé dans le bassin de Belley.

Enfin, pour terminer l'examen des documents épars au fond de la cluse, il importe de donner une mention spéciale à l'abri sous roche et à la grotte des Hotteaux. MM. Tournier et Guillon¹, qui l'ont exploré en détail, ont fait connaître que le sol de l'abri sous roche était constitué par une série de couches de terre et de couches de cendres intercalées. La première couche de cendres, la plus ancienne, repose sur 20 centimètres



Cliché de Martonne.

FIG. 54. — *Formes glaciaires récentes aux environs de Virieu-le-Grand.*
Buttes morainiques et lac. — Dans le fond, abaissement d'axe de la voûte du Planachat.

de terre argileuse et caillouteuse qui a l'aspect et la composition de la moraine remaniée. M. le chanoine Tournier² a pu déterminer la coupe du dépôt meuble qui se trouve dans la grotte : sur une roche corallienne à surface polie reposent 0^m,30 de sable rougeâtre quartzeux qui doivent être classés par analogie dans l'éocène. Au-dessus de cette couche repose la moraine glaciaire remaniée épaisse de 1^m,22, composée « d'un sable grossier grisâtre imparfaitement lavé avec cailloux jurassiques et alpins roulés et polis. Cette formation contient à la base une enclave de sable

1. ABBÉ TOURNIER et CHARLES GUILLON. *Les hommes préhistoriques dans l'Ain*, gr. in-8°, Bourg, 1895.

2. ABBÉ TOURNIER. *La grotte des Hotteaux. Compte rendu du quatrième congrès scientifique international des catholiques tenu à Fribourg (Suisse)*. Fribourg, 1908.

gris un peu micacé avec blocs de quartzites et de calcaires étrangers dont quelques-uns atteignent plusieurs décimètres cubes. » Puis viennent des cendres éparses, 0^m,80 de sable tuffeux calcaire, 0^m,10 de cendres néolithiques surmontées de 3^m,10 d'un terreau brun noirâtre. Plus à l'intérieur encore, dans une des excavations qui font suite à la grotte proprement dite, se trouve une moraine plus fraîche, où les stries des galets noirs ne sont pas complètement effacés. En face de la grotte des Hotteaux, de l'autre côté de la cluse, sur la rive droite du Furans, MM. Tournier et Guillon¹ signalent la coupe suivante : de haut en bas, éboulis jurassique de formation récente; erratique glaciaire alpin, 1 m.; erratique glaciaire entièrement jurassique, 4 m.; gravier fluviatile à éléments alpins, analogue au gravier du Rhône.

Le 10 avril 1906, M. de Martonne ayant bien voulu m'accompagner dans la traversée de la cluse de Virieu-le-Grand à Saint-Rambert-en-Bugey, voici les observations faites sur les dépôts alluvionnaires rencontrés sur notre route. Au sortir du bourg de Virieu, en face le passage à niveau, se trouve une première exploitation de sables et cailloux notée $\alpha^1 gl^2$ sur la carte de Chambéry; on y rencontre de nombreux cailloux striés, si bien que la qualification de moraine interne conviendrait mieux à ce dépôt. Plus loin, on rencontre une seconde exploitation de sable offrant, sur un front d'environ 30 mètres d'épaisseur, la succession suivante : 1^o une zone rubéfiée de 0^m,50; 2^o une zone de marne, 0^m,10; 3^o 3 à 4 mètres de cailloux plus ou moins mêlés de sables; 4^o 20 mètres de sables mêlés à quelques rares cailloux; 5^o une zone de petits cailloux calcaires et alpins emballés dans une boue glaciaire grise, vrai facies morainique. Dans ce dépôt, nous n'avons pas rencontré de cailloux striés; les gros blocs sont rares et paraissent roulés; il y a de nombreux cailloux à trois facettes; le gisement classé par M. Hollande en α^2 ou alluvions modernes paraît sensiblement plus ancien. Enfin, à la montée de Coin nous avons traversé l'épaisseur des formations caillouteuses qui forment un des lambeaux de la terrasse du Rhône préglaciaire selon M. Depéret, et sont marqués sur la carte de Chambéry d'abord en α^{1b} , c'est-à-dire en alluvions interglaciaires, puis en α^{1a} , ou alluvions anciennes antéglaciaires. Il y a fort peu de bonnes coupes de cet immense placage d'alluvions; les tranchées de la route ne sont pas suffisantes pour se faire une idée nette de la nature du dépôt, mais sa topographie tout à fait particulière, sa

1. ABBÉ TOURNIER et CHARLES GUILLON, *op. cit.*, p. 72.

disposition en forme de moraine à salières (fig. 54 et 55) montre qu'il est sensiblement plus jeune et qu'il appartient certainement, au moins pour les parties supérieures (celles qui sont au sommet de la montée et comprises entre la route de Virieu à Rossillon et de Rossillon à Contrevoz, au glacière le plus récent. Il est difficile de comprendre, s'il en était autrement, comment des formes aussi délicates auraient pu se conserver.

A plusieurs reprises nous avons visité les environs de Virieu-le-Grand et en particulier le débouché de l'Arène dans la cluse. Vers le four à



Cliché de Martonne.

FIG. 55. — *Moraine en salière de la montée de Coin.*

chaux se trouvent des amas considérables de sables et de graviers; parfois ces graviers ou galets à formes arrondies ont subi des influences telles qu'ils sont soudés en un poudingue très résistant. Il y a là une très grande ressemblance avec les dépôts de l'extrémité occidentale de la cluse, ceux de Saint-Germain et d'Ambutrix. Leur altitude oscille autour de 350 mètres, soit à l'est, soit à l'ouest; en supposant une pente de 4 p. 1000 analogue à celle que M. Penck admet pour la vallée du Rhône antéglaciaire, les dépôts orientaux, si rien n'était venu les déranger et s'ils font partie d'une même terrasse, devraient se trouver au moins 120 mètres plus haut, c'est-à-dire vers 470 mètres.

La première question qui se pose est donc l'interprétation à donner aux lambeaux de cailloutis de Virieu-le-Grand et de Saint-Germain-

Ambutrix. M. Depéret, comme on l'a vu, admet que ce sont des traces indéniables du passage du Rhône préglaciaire par la cluse. Une preuve qu'il en est ainsi, c'est que ces formations sont ravinées et que dans ces ravinements se sont établis des dépôts glaciaires. Il semble bien de la sorte qu'il y ait indépendance entre ces deux formations.

Toutefois, les choses s'expliquent aussi bien en classant les alluvions de Saint-Germain et d'Ambutrix et certaines de celles de Virieu-le-Grand parmi les dépôts de l'âge Rissien ou de l'avant-dernière glaciation. A la vérité, elles ne présentent plus de caractères glaciaires indéniables tels que galets striés ou boue morainique typique; mais elles ne ressemblent guère plus aux terrasses actuelles du Rhône. Les éléments sont disposés sans ordre, les cailloux ne sont pas tous des galets, il y en a de fort gros dont le volume est supérieur à plusieurs décimètres cubes; jamais, même dans le large front découvert d'Ambutrix à Vaux, on ne voit l'aspect régulier qui caractérise les alluvions du Rhône. Malgré la cimentation on peut se rendre compte que les cailloux sont unis entre eux par des grains de sable qui, lorsqu'on les projette dans l'eau, la troublent légèrement, ce que ne font pas les sables du fleuve.

Les moraines à galets striés typiques de la région sont très fraîches et tout à fait comparables à celles du vallum de Lagnieu, qui est d'âge wurmien. On explique ce fait en faisant intervenir la couverture argileuse, très peu épaisse d'ailleurs, qui par son imperméabilité aurait conservé aux matériaux glaciaires toute leur fraîcheur. Mais, en particulier à Saint-Germain, même à la surface, le dépôt est extrêmement frais. Dès lors, les cailloutis sous-jacents, produits par les moraines rissiennes, ont été remaniés pendant l'époque interglaciaire Riss-Wurm et partiellement érodés, puis recouverts par la glaciation wurmienne. Cette hypothèse tient compte et du ravinement et de la nature particulière de ces dépôts, où l'on ne voit nulle part de stratification continue, et du défaut de pente que l'on remarque entre les deux entrées de la cluse.

Est-ce à dire que le Rhône n'ait pas traversé la gorge Rossillon-Ambérieu? Nous ne le pensons pas, et ceci nous amène à traiter la question des anciens cours du grand fleuve issu des Alpes au travers du Bugey.

A l'heure actuelle, les débouchés tectoniques possibles du Rhône au sortir du val compris entre le Gros-Foug et le Colombier sont au nombre de deux : celui qui est suivi par le fleuve et celui qui est jalonné par la continuation du val en travers du lac du Bourget et plus au sud. Laissant de côté ce dernier passage, je suppose le Rhône entré dans le Valromey par

le passage de Culoz. Il a dû suivre quelque temps ce synclinal avant de percer une chaîne plus occidentale qui le séparait de la plaine delphino-bressanne, où il tendait à s'écouler. Cette considération théorique est vraisemblable; mais il faut se rappeler que la chaîne Parves-mont Tournier, outre la coupure de Pierre-Châtel, qui est une cluse d'une fraîcheur admirable sans que l'on puisse trouver d'influence tectonique qui l'ait facilitée, présente d'autres portes, telles que celle du lac de Barterand, vers 300 mètres d'altitude, et du Lit-au-Roi, qui n'est qu'à 243 mètres. De plus, en face de Culoz, sur la remontée occidentale du synclinal du Valromey, se trouve un gisement de mollasse marine aux environs de Saint-Martin-de-Bavel qui descend jusqu'à 260 mètres. D'après ce qui a été dit sur les conditions de dépôt de la mollasse dans le fond des synclinaux, on peut légitimement conclure que le synclinal du Valromey a été tapissé par les couches mollassiques jusqu'à une certaine hauteur. Dès lors, la conservation des lambeaux mollassiques indique, dans les endroits où on rencontre ces derniers, l'existence de points bas qui, par leur position, ont garanti les couches qui y reposaient contre l'érosion. C'est ce qui conduit à penser que, de Culoz, le Rhône a bien pu se diriger à l'ouest vers Saint-Martin-de-Bavel. A cet endroit se trouve la flexure de la voûte du Planachat, qui permit aux eaux de se déverser dans la vallée de l'Arène, et de là les accidents tectoniques du plateau de Pugieu pouvaient ouvrir un passage soit vers le sud, c'est-à-dire vers le bassin de Belley, soit à l'ouest, vers la gorge des Hôpitaux.

Différents indices montrent que la dernière de ces voies fut d'abord préférée. Suivant la remarque de M. Depéret, l'allure de la gorge de Rossillon à Saint-Rambert et au delà ressemble à celle du chenal actuel du Rhône de Montalieu à Lagnieu. Supposé en effet un phénomène qui détourne le Rhône vers le bord méridional du plateau de Crémieu, il n'est pas douteux que la gorge Montalieu-Lagnieu ne ressemble tout à fait à une portion quelconque de la cluse Rossillon-Ambérieu. Les surfaces d'érosion qu'il est facile de relever sur les deux lèvres de cette cluse indiquent de plus que de puissants courants les ont produites. Ces courants devaient être dirigés du sud-est au nord-ouest suivant les pentes générales des plus élevées desdites surfaces. Or, la gorge des Hôpitaux, établie dans un synclinal, par suite lieu de réunion tout indiqué pour les eaux courantes, offre exactement cette direction. Il y a donc lieu de croire que ce synclinal a été traversé par un fleuve puissant qui a sculpté les terrasses en roche vive des hautes régions d'Arandaz-Hostiaz

et de Fays-Tare. Enfin, il est peut-être possible de trouver des traces plus évidentes encore du passage du Rhône par la cluse de Rossillon. Nous voulons parler des alluvions sableuses grises qui se trouvent en face des Hotteaux sous la moraine jurassique vers la cote 336. Ces alluvions sont extrêmement semblables à celles du Rhône actuel et sont exploitées à Rossillon et à Cheignieu-la-Balme.

Telles sont les diverses raisons qui nous portent à admettre que le Rhône a traversé la cluse des Hôpitaux.

Il reste à expliquer maintenant pourquoi, arrivé vers Pugieu, le fleuve ne s'est pas détourné vers le sud dans le bassin de Belley, et pourquoi ce détournement s'est effectué plus tard. Il faut faire intervenir ici des considérations tectoniques et admettre qu'il y eut, après le plissement du Jura, à la période miopliocène, des phénomènes de surélévation suivis de tassements et *vice versa*, comme il s'en produit lors de tout effort orogénique puissant. C'est à la suite d'un tassement que le Rhône aurait emprunté la vallée du Furans et aurait nivelé les bordures orientale et occidentale du Belley. Cette ancienne vallée du Rhône a, comme on l'a vu, une altitude moyenne de 420 mètres. M. de Martonne a bien voulu nous signaler dans la cluse des Hôpitaux, de Tenay à Saint-Rambert, une série de niveaux assez voisins de 450 mètres et qui semblent orientés de l'ouest à l'est. Ces niveaux sont surtout visibles dans la basse vallée de la Mandorne. Peut-être y a-t-il lieu de les raccorder avec la vallée ancienne du bassin de Belley. D'autre part, les traces du cours du Rhône vers la grotte des Hotteaux sont situées vers 350 et 336 mètres, ce qui fait que l'on peut ordonner les différents niveaux occupés par le fleuve de la manière suivante : d'un côté le trajet par la gorge des Hôpitaux, et de l'autre le trajet par le bassin de Belley.

GORGE DES HOPITAUX	BASSIN DE BELLEY
—	—
Surface d'aplanissement de 750 à 850 mètres. Ordonnaz-Arandaz-Hostiaz.	?
Surface d'aplanissement de 600 à 650 mètres. Les Fays-Tare.	?
Surfaces d'érosion de la basse Mandorne. 450 mètres?	Surface d'aplanissement de 420 mètres. Bordures orientale et occidentale du b. de Belley.
Sablères de Rossillon, 350-336 mètres.	?
Partie des alluvions de Virieu-le-Grand.	

Il apparaît de la sorte que le trajet vers Ambérieu a été interrompu grâce à une oscillation qui a amené le Rhône dans le bassin de Belley. Un mouvement de sens inverse a ramené le Rhône dans la cluse de Rossillon. Les

choses ont pu se passer de cette façon si les divers phénomènes qui ont affecté le bassin de Belley et ses environs ont eu en chaque endroit des valeurs sensiblement égales, ce qui est fort peu probable, car il y a lieu de compter avec les actions glaciaires.

En effet, la série des approfondissements du lit du Rhône s'est poursuivie durant toute la période pliocène. A la fin de cette dernière période, les glaciers sont venus la troubler d'une manière considérable et ont déterminé de grands changements dans le cours du fleuve. L'étude de ces changements est rendue difficile par suite du défaut d'une classification admise par tout le monde et appliquée aux nombreux dépôts glaciaires répandus dans la région. En particulier la glaciation rissienne n'est pas nettement distinguée de la glaciation wurmienne, ce qui rend très difficile l'étude des cours interglaciaires (Riss-Würm) du Rhône.

Il n'est pas douteux qu'il n'y ait eu une assez longue période interglaciaire qui a vu se former le dépôt tuffeux de plus de 20 mètres de puissance dans la gorge de l'Arène en amont de Virieu-le-Grand. Au reste, l'existence de cette période interglaciaire est incontestable à peu de distance de cette région, aux environs de Chambéry, où se trouvent des formations ligniteuses intercalées entre deux moraines. M. Penck¹ estime que ces formations sont seulement interstadias, c'est-à-dire qu'elles sont comprises entre une période de recul et une période d'avancée des glaces wurmiennes. Quoi qu'il en soit, les phénomènes sont très complexes et méritent d'être examinés de très près.

Une donnée essentielle serait la connaissance du niveau pré-rissien de la vallée du Rhône. Il semble bien que ce niveau ait dû être sensiblement ce qu'il est actuellement. De l'ensemble des recherches sur les cours d'eau du Bugey il résulte, en effet, que partout le déblayage n'est pas terminé et que les rivières actuelles ravinent des dépôts glaciaires. Si l'on admet que pour la région nord-occidentale il n'y a eu qu'une grande glaciation, la conclusion est fort nette : le thalweg des vallées anté-rissiennes était au moins aussi profondément creusé qu'il l'est maintenant. Dès lors le passage du Rhône par le bassin de Belley doit être reporté assez loin vers le début du quaternaire, et les traces relevées vers les Hotteaux à 336 mètres ne peuvent qu'être interglaciaires et se rapporter à la période Riss-Würm.

D'après cela, l'interprétation des formes actuelles de la cluse devient

1. PENCK. *Les Alpes françaises à l'époque glaciaire*, traduction Schaudel. Grenoble, 1907, p. 103.

plus facile. Si l'on débarrasse par la pensée les flancs de la gorge de Rossillon-Ambérieu des « groises » ou éboulis qui l'encombrent ainsi que des matériaux glaciaires récents, on obtient un profil en U très caractéristique et l'on pense tout naturellement au surcreusement. Pendant longtemps, on a admis que les cluses, à l'époque glaciaire, n'avaient renfermé qu'un glacier mort, un culot de glace inerte. Il semble que, au contraire, un glacier extraordinairement actif explique bien mieux les formes abruptes que l'on peut voir.

L'intensité du surcreusement glaciaire est difficile à évaluer, car on manque de chiffres exacts pour évaluer le niveau de la vallée pré-rissienne, et on ne sait absolument rien sur ce qu'était le chenal post-rissien.

La cote de 336 mètres donnée par les alluvions grises sous-jacentes aux moraines wurmiennes indique le niveau du Rhône interglaciaire anté-wurmien qui a pu remblayer ou déblayer la vallée surcreusée. Seuls, des sondages opérés dans le fond de la cluse et permettant de voir le substratum de ces assises sableuses rhodaniennes, que pour notre part nous croyons être surperposées à des moraines de fond rissiennes, permettraient d'indiquer une limite de l'intensité du surcreusement dans cette région.

La glaciation wurmienne mit fin d'une manière définitive au passage du Rhône par la cluse de Rossillon-Ambérieu. Avec le retrait des glaces s'installa un régime assez analogue au régime actuel; le fleuve posséda alors des eaux extrêmement abondantes, ce qui lui permit d'avoir plusieurs tracés dont il faut maintenant nous occuper.

On sait que le lac du Bourget, reste de la cuvette terminale du glacier de l'Isère qui porte encore aujourd'hui des traces si manifestes d'un surcreusement intense (fig. 56), s'étendait autrefois beaucoup plus loin que maintenant. Il couvrait notamment les dépressions marécageuses de la Chautagne et de la plaine de Lavours; s'avancant ainsi dans le val du Rhône et dans le Valromey, il était barré à l'ouest par une ceinture morainique qui peut se suivre de Virieu-le-Grand à Massignieu. Le Rhône, à l'état de torrent sous-glaciaire, avait utilisé, ainsi qu'il a été dit plus haut, les passes de la chaîne de Parves, c'est-à-dire celles du lac de Barterand et du Lit-au-Roi. C'est à ce moment sans doute que fut creusé le lit de l'Ousson, au profil actuel si régulier.

Lorsque la moraine de Massignieu eut été éventrée, la passe de Pierre-Châtel fut à nouveau utilisée et le Rhône fut à peu près constitué tel qu'on

le voit maintenant. Le Sérán, qui draine le Valromey, se jetait d'abord dans le grand lac du Bourget; au fur et à mesure du retrait de ce lac, il allongea son cours, qui converge d'une manière remarquable vers l'extrémité méridionale du val. A l'ouest d'Artemare, sur l'emplacement de l'ancien lit du Rhône, mais coulant de l'ouest à l'est, se trouvent les Eaux-Mortes, qui prennent naissance dans des marais plus ou moins morainiques à côté du cimetière de Virieu-le-Grand.

Dans cette localité, l'Arène retrouve l'ancien chenal du fleuve pour se jeter dans le Furans. Cette dernière rivière prend sa source à 500 mètres du bassin fermé du lac des Hôpitaux dans une laichère. Elle n'a pas de communication avec le lac le plus oriental, puisque, en automne, après les grandes pluies, le lac est plein quinze jours avant que la source du Furans ne réapparaisse. Son cours est dirigé de l'ouest à l'est comme



FIG. 56. — Coupe schématique au 1/60.000 de Grand-Escrivieu à Lorme.

(D'après la carte géologique au 1/80.000 [feuille de Chambéry].)

L'auge du Bourget entre le Mont du Chat et le Corsuet. — A gauche, vallée sèche d'Ontex; surface d'aplanissement de 700 à 800 mètres. — Parois abruptes de l'auge entre 600 et 320 mètres à gauche, entre 800 et 560 mètres à droite.

a¹, alluvions glaciaires et récentes; *ba*, calcaires bajociens; *bt*, marno-calcaires bathoniens; *n*, marno-calcaires néocomiens; *o*, marnes oxfordiennes; *p*, calcaires durs kimmeridgiens et portlandiens; *c*, calcaires durs du séquanien; *u*, calcaires durs de l'urgonien.

celui de la Semine, c'est-à-dire vers l'extérieur de la chaîne. Vers Rossillon et Cheignieu-la-Balme, il traverse un épais bourrelet d'alluvions, et à la rencontre de la roche vive il se précipite du haut d'une cascade de 30 mètres dans un chenal qui l'amène au moulin du Martinet et qui se continue dans le bassin de Belley par un ancien tracé du Rhône.

L'explication du cours supérieur du Furans, de la Burbanche au moulin du Martinet, est subordonnée aux influences qui se sont exercées dans le bassin de Belley. Ces influences sont de deux sortes : à l'époque wurmienne, il est incontestable que le bassin de Belley a été, à un moment donné, une cuvette terminale qui était bornée au nord-ouest par les moraines de Virieu-le-Grand-Contrevoz; après le retrait des glaces, le Rhône passa à nouveau, comme torrent issu du glacier, dans le bassin de Belley par les défilés du lac Barterand et du Lit-au-Roi. C'est à ce moment que se développa le réseau centripète dont le Furans, après le retrait du Rhône, de l'autre côté de la montagne de Parves, est resté l'artère mai-

trousse. Ces considérations, suggérées par M. de Martonne, amènent à penser qu'il s'établit d'abord un affluent qui coulait du bord interne du vallum Contrevoz-Virieu vers Belley. Par suite de l'érosion régressive, il parvint à échancre le rempart morainique et arriver au bord externe, où il opéra sa jonction avec la dépression la Burbanche-Rossillon, qui devait être encore plus marécageuse qu'elle ne l'est actuellement. Au cours de l'approfondissement, il arriva un moment où les alluvions déblayées mirent à nu la roche, et c'est alors que se produisit la cascade.

Avant de terminer l'examen du réseau hydrographique de la cluse Culoz-Ambérieu, il est utile de retracer les différentes vicissitudes du Rhône dans la région. Les traces les plus anciennes sont fournies par les surfaces d'aplanissement de 800 et de 600 mètres; le Rhône coulait alors de Virieu à Ambérieu. Détournement des eaux du fleuve par Virieu et Belley. Nouvelle traversée de la cluse avant la dernière glaciation. Cours post-glaciaire du Rhône par le lac Barterand, puis le Lit-au-Roi, enfin cours actuel.

Le bassin fermé du lac des Hôpitaux (fig. 57), qui doit probablement son origine à des éboulements, est creusé dans le jurassique moyen. Un peu à l'ouest, au-dessous d'Hostiaz et d'Arandaz, se trouve un mince filet d'eau qui va rejoindre l'Albarine à Tenay. Cette dernière rivière fait à cet endroit un coude très marqué qui lui fait prendre décidément la direction de l'ouest. C'est à ce moment qu'elle coule au pied, recouvert d'éboulis, des synclinaux perchés typiques du signal de Chaney (1.084 m.) et d'Argis (807 m.), situés à l'ouest du décrochement et du synclinal perché de Lacoux. Ces synclinaux, aux remontées très évasées, affectent la forme de plates-formes et attestent l'intensité de l'érosion le long de la cluse. Le changement de relief ainsi produit est aussi dû en partie à l'action de cassures qui affectent la bande de terrain où se trouvent localisés ces synclinaux perchés. Fait digne de remarque, signalé par M. Riche dans une communication particulière, le synclinal d'Argis (cotes 806-807), à fond subhorizontal, renferme aussi la dépression où coule l'Albarine entre Argis et Oncieu (318-315 mètres). Il y a donc en cet endroit une dénivellation de 500 mètres. Ces synclinaux perchés se laissent facilement reconnaître sur la carte (fig. 58). Comme d'ordinaire en pays calcaire, ces témoins de cycles d'érosion antérieurs sont devenus la proie de l'érosion souterraine.

De Tenay à Ambérieu (356 m. à 246 m.) se déroule la troisième partie du cours de l'Albarine. Dans cette portion, la rivière reçoit des affluents

importants par le volume d'eau qu'ils roulent lors des crues. Tout d'abord, elle récolte le tribut des Eaux-Noires (100 litres d'eau en temps ordinaire, 150 à l'étiage et 7.500 lors des grandes eaux). Les Eaux-Noires constituent le filet d'eau qui naît en aval du dernier lac des Hôpitaux. Selon la remarque de M. de Martonne, il semble que l'Albarine, par cet affluent, est en train de reconquérir une portion de drainage centrifuge et que tôt ou tard les lacs des Hôpitaux, menacés par les éboulements, seront la proie des deux rivières qui les voient à l'est et à l'ouest. Sur le territoire d'Argis, l'Albarine reçoit de nombreux torrents dont le type



Cliché de Martonne.

FIG. 57. — Le lac des Hôpitaux.

se rapporte à celui de la *Doye* ou *Pissoire d'Argis*, qui donne 20 litres d'eau à l'ordinaire, 10 à l'étiage et 6.900 en temps de crue. La *Mandorne*, qui débouche en gorge très nette au sud d'Oncieu, mérite une mention particulière tant à cause de sa longueur, qui dépasse 7 kilomètres, que par la disposition de ses sources, qui par deux branches différentes essayent de parvenir sur le haut plateau d'Aranc, qui est un nœud hydrographique remarquable, puisqu'il envoie ses eaux dans trois directions, au nord par le Borrey, à l'ouest par le bief de la Fougé et l'Oiselon, au sud par la Mandorne. La branche occidentale de cette dernière rivière est beaucoup plus avancée que la branche orientale, qui prend sa source à l'ouest du calvaire d'Aranc; en effet, ses eaux de tête s'amassent vers le bord sud-occidental de la plaine de Corlier, à l'endroit où la haute montagne du



FIG. 58. — Fragment de la carte d'état-major
au 1/50.000 réduit de moitié
et montrant la topographie des environs de Tenay
(cluse Culoz-Ambérieu).

Sur la droite, vers le bois d'Esclaz, ancien passage de l'Albarine; au sud de Longeac, vallée sèche de Merdaret. — Traces nombreuses de vallées sèches aux environs de Lacoux et d'Evoges. — Formes aplanies des sommets. — Synclinaux perchés typiques de Lacoux, du signal de Chaney et d'Argis (cotes 806-807). — Au sud, vers Indrieu, formes types de l'érosion au sein des marnes oxfordiennes.

Cendrier de Corlier se démolit par des éboulements incessants effectués dans d'épaisses masses oxfordiennes. La carte d'état-major au 1/80.000^e donne une excellente idée de la topographie de cette région : quatre petits monticules représentent des loupes de glissement, et c'est entre eux que, lors des grandes eaux, circulent les divers bras dont la réunion constitue la source la plus septentrionale de la Mandorne. A ce moment, la séparation entre les eaux qui vont à l'Oignin et celles qui descendent à l'Albarine est tout à fait négligeable : elle se réduit à une dénivellation de 1 à 2 mètres au sein d'une prairie tourbeuse, et l'on peut prévoir que d'ici peu les eaux du marais d'Aranc-Corlier trouveront un écoulement vers l'Albarine, qui constitue un niveau de base beaucoup plus bas que celui vers lequel elles sont drainées actuellement.

Toute la vallée de la Mandorne a un aspect de gorge sauvage dû en grande partie à la nature du sol, où les phénomènes karstiques sont extrêmement abondants. A partir de la Grange-Rouge on peut relever vers l'aval des traces de vallées plus élevées qui vont en s'abaissant vers la cluse Culoz-Ambérieu. Le débit de la Mandorne est de $8\text{m}^3,203$ en eaux moyennes, de $0\text{m}^3,045$ à l'étiage, et $12\text{m}^3,800$ lors des crues.

Le ruisseau de *Bief-Chazet*, grossi du Brévon (longueur, 4 k.; eaux ordinaires, $0\text{m}^3,052$; étiage, à sec; grandes eaux, $13\text{m}^3,400$), est ce qui reste de l'ancien cours d'eau longitudinal dépecé par les rapines du Riez et de l'Oiselon. Il se jette dans l'Albarine par une gorge très nette aux environs de Saint-Rambert.

Le *Conand* ou la *Caline* (longueur, $9^k,500$; eaux ordinaires, $0\text{m}^3,104$; étiage, 0; grandes eaux, $16\text{m}^3,520$) est un affluent de la rive gauche de l'Albarine qui descend du massif de la Chartreuse de Portes et entaille profondément la surface d'érosion Arandaz-Hortiaz. (Cf. fig. 53.) Lorsque d'Arandaz on descend sur Conand, on a l'impression de dégringoler dans un trou profond, et l'on est tout étonné de trouver une vallée à fond plat assez large lorsque la descente est finie. Cette disposition paraît tenir à des causes tectoniques. La haute vallée de la Caline est encadrée par deux failles très importantes, et c'est sans doute à l'influence de la plus méridionale d'entre elles qu'il faut attribuer en partie l'abandon de la bande oxfordienne et la percée en gorge étroite des calcaires du jurassique inférieur et du lias, entre le Vachat et Serrières. Toutefois, il est probable que des influences souterraines sont aussi intervenues, ainsi que semblent l'indiquer les éboulements de calcaires bathonien et bajocien sur le flanc de la montagne de Clézieu et les sources qui sortent en amont de Serrières vers l'usine à papier.

Le *bief Ravinet* (longueur, 7 k.; eaux ordinaires, $0\text{m}^3,042$; étiage, 0; grandes eaux, $7\text{m}^3,850$), lui aussi affluent de gauche de l'Albarine, arrose le territoire de Clézieu après avoir pris naissance entre les montagnes de Japaloup et de Poinbœuf. C'est un torrent qui débouche en gorge, comme le Conand, dans la cluse Culoz-Ambérieu, un peu en amont de Torcieu. L'influence des terrains calcaires est manifeste dans toute cette région, où l'Albarine elle-même se perd aux environs de Bettant. Elle se traduit avec évidence par ce fait que, même en temps ordinaire, cette rivière est moins grosse à son arrivée dans la plaine de l'Ain qu'à Tenay : eaux ordinaires, $2\text{m}^3,100$; étiage, $0\text{m}^3,280$; grandes eaux, 220m^3 . La quatrième section du cours de l'Albarine va d'Ambérieu (246 m.) à l'embouchure dans l'Ain (223 m.).

Après Ambérieu, l'Albarine coule sur la plaine alluviale qui sépare le Jura de la côte de Dombes; elle serpente et décrit des ondulations assez amples, mais subit des pertes importantes qui expliquent la raideur relative de la pente en profil, qui est voisine de 3 mètres.

Théoriquement, dans cette section, l'Albarine devrait recevoir le tribut du *Buisin*, long de 10 kilomètres et qui débite $0\text{m}^3,320$ en eaux ordinaires, $0\text{m}^3,050$ à l'étiage et

30 m³ en grandes eaux. Ce ruisseau prend sa source au Pissou, dans le massif du Montfalcon, non loin de celle du bief Ravinet. Il commence par couler entre le Montfalcon et Arpézieux dans une vallée assez ouverte, puis, vers les rochers de Buis, il se précipite en cascade dans les « Tines » de Vaux; ce sont trois excavations circulaires creusées par l'eau. De ces excavations, le Buisin enfle la vallée de Vaux-Févrux, assez large par endroits, aux pentes liasiques marneuses, susceptibles de s'écrouler par grandes masses lors d'abondantes pluies. Tel l'éboulement arrivé aux Buandières, où plus de 50.000 m³ de terre ensevelirent les vignes et les nombreux grangeons qui tapissaient la rive droite du ruisseau. Ces mêmes marnes, de l'autre côté de la montagne de Colloverge, entre Bettant et Torcieu, ont formé des éboulis de plus de 100.000 mètres cubes. On conçoit quelle importance de pareilles avalanches de terre peuvent prendre dans la formation du modelé. Pour en revenir au Buisin, arrivé à Vaux, il se dirige actuellement vers le nord; avant la Révolution, il se rendait au Rhône vers le sud, et lors des grandes eaux il retrouve son ancien chenal, qui passe par Lagnieu. Cette dérivation est due à la main de l'homme, qui a endigué et capturé pour son usage et au profit de l'Albarine des eaux qui se rendaient directement au Rhône. Au reste, l'Albarine ne jouit pas d'une manière visible du tribut du Buisin. Ce dernier, en effet, après avoir arrosé Ambutrix et Saint-Denis-en-Bugey, où il fait mouvoir quelques usines, se perd dans une prairie sur le fond caillouteux de la plaine alluviale de l'Ain. Je n'ai jamais eu la chance de voir couler de l'eau sous le pont de la route nationale de Lyon à Genève, un peu avant Saint-Denis; ce n'est que lors des très grandes eaux qu'il est utilisé; par contre, par un temps sec, on peut suivre le cours souterrain du Buisin, qui se reconnaît à la teinte verte de la prairie à l'endroit où il passe, teinte qui contraste vivement avec le gris pâle de l'herbe sèche des alentours.

Tous les affluents dont les eaux passent par la cluse Culoz-Ambérieu présentent, au contact de cette dernière, des gradins de confluence, des gorges ou des cascades très marqués : le Sérán à Cerveyrieu, la gorge de l'Arène en amont de Virieu-le-Grand, la cascade du Furans en aval de Rossillon, le ruisseau de Tare, la gorge de l'Albarine en amont de Tenay, la Mandorne à Oncieu, la Caline à Serrières, le bief Chazet à Saint-Rambert, présentent ces phénomènes. Un coup d'œil jeté sur les profils longitudinaux des affluents du Rhône montre que ce phénomène est général : au voisinage de leur embouchure, les affluents présentent un ressaut, un accroissement de pente très sensible. Peut-être y a-t-il lieu de voir dans ce fait autre chose que l'influence du surcreusement de la vallée principale, et pourrait-on l'interpréter comme l'indice d'un mouvement récent.

L'étude de la cluse Culoz-Ambérieu est plus intéressante encore, s'il

est possible, que celle de la cluse Bellegarde-Nurieux. Cependant les facteurs principaux qui s'y font sentir sont les mêmes dans les deux cas : les influences tectoniques et les influences glaciaires. Toutefois, dans la cluse des Hôpitaux, à partir de Tenay, jusqu'à Amberieu, on n'aperçoit pas qu'il y ait une sollicitation quelconque de la part des axes des plis recoups ; il n'y a rien d'analogue à ce qui se passe à l'est de Rossillon ou aux environs de Saint-Germain-de-Joux. Les synclinaux perchés des environs de Tenay, les surfaces d'aplanissement d'Arandaz-Hostiaz et de Fays-Tare, montrent l'antiquité de l'ouverture de la cluse et l'existence de plusieurs cycles dans son approfondissement.

Le Rhône a abandonné ce chenal lorsqu'il coulait de Virieu dans le bassin de Belley ; puis, avant la dernière glaciation, dans la période interglaciaire Riss-Würm, il y est revenu, pour le quitter à la fin de l'époque wurmienne. Depuis lors, les eaux sont occupées à régulariser les pentes garnies de dépôts glaciaires ; elles sont entravées dans cette œuvre par les éboulements et aussi par le décapage qu'elles effectuent ; ce décapage met à découvert la roche vive, ordinairement fissurée et perméable par sa masse, et dès lors l'érosion subaérienne perd de sa force au profit de l'érosion souterraine, dont l'action sur le modelé est beaucoup plus longue à se faire sentir.

CHAPITRE VII

ÉTABLISSEMENT ET ÉVOLUTION DU RELIEF TOPOGRAPHIQUE DU BUGEY

L'étude morphologique des diverses régions du Bugey a mis en évidence l'existence de formes topographiques bien définies, telles que la voûte, le val, la combe, les surfaces d'aplanissement, les cluses, les bassins déprimés, spéciales au Jura et pour la plupart entrées dans la nomenclature géographique depuis Thurmann. Ces diverses formes ont des caractères particuliers : c'est ainsi que la voûte peut être plus ou moins entaillée longitudinalement ou simplement aplanie; un val n'a pas toujours la forme amygdaloïde ou losangée typique; lorsque le plissement est très serré, il prend la forme d'une combe, comme dans le pays Molunes-Retord. Ordinairement les formes essentielles coïncident assez bien avec les formes tectoniques; cependant la vallée de l'Ain, la partie occidentale de la cluse Culoz-Ambérieu, paraissent tout à fait indépendantes de ces dernières. De plus, il y a une disproportion manifeste entre la largeur des vallées et le peu d'importance, exception faite pour le Rhône, des rivières qui les drainent. Enfin, le trait le plus saillant est constitué par les formes particulières des sommets nettement aplanis et au sein desquels sont creusées des vallées longitudinales pour la plupart desséchées. Les voûtes de l'est et de l'ouest sont marquées de l'empreinte d'au moins deux cycles d'érosion antérieurs au cycle actuel. De même les vallées présentent des gradins qui témoignent d'un approfondissement successif par saccades, et ce même caractère se retrouve dans les cluses. De la sorte il arrive que les sommets et les parties élevées des vallées principales présentent des formes dont la maturité contraste singulièrement avec la jeunesse extrême des parties inférieures du cours des rivières qui se déroulent au sein de véritables gorges, comme le font le Surand de Meyriat à

Varambon, l'Ain depuis le plateau de Champagnole jusqu'à Pont-d'Ain, l'Oignin de Saint-Germain-de-Béard à son confluent, la Semine et la Valserine dans leurs parties inférieures, l'Albarine depuis Nantuy, etc. D'autres fois les gorges sont remplacées par des cascades : c'est le cas du Séran et des nombreux affluents du Rhône dans le bassin de Belley et le Molard de Don.

Ce modelé n'est pas spécial au Jura méridional, et il s'étend avec plus ou moins de modifications sur l'ensemble du Jura tout entier et en particulier dans les Jura suisse et franc-comtois. Dès lors il devient nécessaire de voir si l'interprétation et l'explication des formes caractéristiques du croissant jurassien dans ces dernières régions peuvent s'appliquer au Jura bugésien, et pour cela il nous faut dire quelques mots des théories récentes de MM. Brückner et Machacek relatives à l'établissement et à l'évolution du relief dans le Jura.

M. Brückner¹ admet que le Jura, plissé après le miocène, a subi pendant le pliocène une première pénéplanation par suite de l'érosion de cours d'eau venus de l'est ; la pénéplaine ainsi produite a été revivifiée par un soulèvement total à la fin du pliocène, accompagné d'un gauchissement général et de plissements partiels. Depuis cette époque, le Jura septentrional au moins a été à nouveau pénéplané avant l'arrivée des glaces gunziennes. Les principales raisons mises en avant pour étayer cette théorie se ramènent d'abord à la constatation que dans le Jura-plateau il y a désaccord entre la tectonique et la topographie, d'où l'on conclut à la présence d'une surface d'érosion dans cette portion du Jura. Cette surface ayant une pente assez minime, il est facile d'y voir les restes d'une pénéplaine. Se dirigeant alors plus à l'est dans le Jura-chaine, l'observateur essaye de rencontrer les traces de la pénéplaine située plus à l'ouest, et arrive à dire que ces traces existent, mais qu'elles sont situées à des niveaux différents par suite de mouvements ultérieurs. Une autre raison est tirée de la présence de cailloutis, rhodaniens dans le Sundgau, à l'ouest du Jura. Ces cailloutis prouvent l'existence d'une pénéplaine antéglaciaire et pliocène. En effet, ils ne renferment aucune roche jurassienne : c'est donc que le Jura était hors des atteintes de l'érosion, c'est-à-dire pénéplané.

Nous avons déjà vu qu'il n'y a pas dans le Jura méridional de régions

1. BRÜCKNER. *Notice préliminaire sur la morphologie du Jura suisse et français*, in *Archives des sciences physiques et naturelles de Genève*, 107^e année, quatrième partie, tome XIV, 1902, p. 633-641.
— *Die Alpen im Eizesalter*, p. 469-482.

analogues à celles que les auteurs allemands ont désignées sous le nom de Jura-plateau; d'autre part, nous avons constaté qu'il règne dans le Bugey une harmonie très complète entre les formes tectoniques ou structurales et le relief topographique. Il est donc impossible de partir d'une contrée où les accidents tectoniques soient en désaccord avec le relief pour se diriger vers les chaînes où le relief s'accorderait mieux avec les accidents géologiques. Ce premier fait rend difficile la recherche des traces de la première pénéplaine de Brückner dans le Jura méridional.

Pour ce qui est de la seconde pénéplaine antégunzienne, les documents, à l'heure actuelle, font défaut : c'est à peine si l'on distingue dans la région la glaciation wurmienne de la glaciation rissienne. Au reste, il semble peu probable que l'avant-pays alpin ait eu la forme d'une pénéplaine avant l'apparition des glaces. C'est ce qui ressort nettement des travaux récents de M. de Martonne.

L'argument tiré de la présence des cailloutis du Sundgau, même en admettant pour ces dépôts l'âge et l'origine donnés par M. Brückner, ne semble pas décisif. Si le Jura était pénéplané lors du dépôt de ces formations alluviales, il est difficile de concevoir comment les fleuves qui le traversaient, incapables d'éroder, puisqu'il est fait état de l'absence des roches jurassiennes dans le Sundgau, auraient conservé la force de charrier et d'accumuler au delà de la pénéplaine. L'atterrissage et le dépôt des cailloutis auraient dû se produire sur la pénéplaine, large de 40 kilomètres, et non pas seulement en aval.

Enfin, il semble bien que le pliocène, comme l'a fait remarquer M. Machacek, est une période trop courte pour suffire à l'établissement d'une pénéplaine telle que l'admet Brückner : pénéplaine assez parfaite, démolie par endroits, disloquée en d'autres, revivifiée par un exhaussement et un gauchissement général accompagnés d'un replissement partiel qui lui-même finit par être à peu près nivelé avant l'arrivée des glaces. Les forces naturelles se donnent de coutume plus de temps pour agir, surtout quand il s'agit de produire des effets aussi intenses que l'arasement d'un massif ou son plissement.

Tandis que, pour expliquer le relief du Jura, Brückner admet deux plissements du miocène au glaciaire, M. Machacek¹ n'en admet qu'un seul, progressif et de très longue durée, qui se serait avancé du nord-ouest au sud-est. Ce plissement aurait produit, dans chaque section transversale,

1. D^r FRITZ MACHACEK. *Der Schweizer Jura* (Peterm. Geogr. Mitt. Ergh., n° 150, 1905, p. 63-70).

d'abord la zone bordière occidentale, puis les régions des plateaux actuels, enfin la zone des chaînes orientales, ce qui fait que dans chaque zone les sections septentrionales sont plus anciennes que les sections méridionales. Le plissement commencé à la fin du miocène aurait duré jusque tard dans le pliocène, et peut-être même jusqu'au commencement de la période quaternaire. En même temps aurait eu lieu l'érosion de la montagne, et la production des pénéplaines dans les parties de la chaîne déjà arrivées au repos se serait faite depuis le pliocène inférieur jusqu'à nos jours.

Pour établir ces conclusions, Machacek analyse rapidement les différentes formes topographiques du Jura, et il constate que ce qu'il appelle la zone bordière occidentale est caractérisé par l'absence de couches très importantes qui sont de plus en plus anciennes en allant vers le nord et l'ouest, et aussi par un désaccord entre le relief actuel et le relief structural. Le Jura-plateau qui constitue la seconde zone longitudinale montre quelque accord entre les formes orographiques et les formes tectoniques, mais avec une tendance marquée à l'effacement de cet accord. La troisième zone ou Jura-chaîne montre, au contraire, une harmonie parfaite entre les formes actuelles du terrain et les formes tectoniques. D'après ces constatations, il devient nécessaire d'admettre une différence d'âge dans la formation des trois zones, la plus ancienne étant évidemment celle où les traits tectoniques semblent avoir cédé toute leur influence aux facteurs pétrographiques. Il faut donc admettre, en plus de l'augmentation déjà connue des âges du terrain du nord au sud, un accroissement dirigé de l'est à l'ouest.

Le plissement du Jura a été continu de la fin du miocène jusqu'à nos jours, et il s'est effectué du nord-ouest vers le sud-est de telle façon que des pénéplaines ont pu se produire dans les premières parties plissées. A la fin du pliocène et peut-être même plus récemment, des mouvements de gauchissement et d'exhaussement du bloc jurassien se sont produits, et c'est à ces mouvements que serait dû le cours en canyon des rivières telles que le Doubs, l'Ain et la Bienne. Ce gauchissement et cet exhaussement ne constituent pas un second plissement.

Enfin Machacek tire de vues théoriques un troisième argument et fait appel, en faveur de sa thèse, à l'accommodation isostatique. Les sédiments qui constituent le Jura paraissent avoir été empruntés à des massifs situés au nord et à l'ouest, qui furent de la sorte déchargés, tandis que le géosynclinal jurassien se chargeait de plus en plus, jusqu'au moment où se produisit un effort pour régulariser la répartition des charges. Cet effort

amena un mouvement du sol surchargé au sud et au sud-est, vers le continent déchargé au nord et à l'ouest, et produisit une nouvelle annexion de masses solides à la terre ferme sous la forme de plissements. Le mouvement commença d'abord vers le nord-ouest, parce que là était l'endroit où se trouvaient les plus grands dérangements des masses primitives, et se continua de proche en proche vers le S.-E. ; en un mot, il se serait produit dans le Jura les mêmes phénomènes que dans les Appalaches, avec cette différence que dans cette dernière montagne les positions relatives du continent et du géosynclinal étant inverses, le mouvement de plissement s'est produit en sens contraire, du sud-est vers le nord-ouest.

On peut répondre à ce dernier argument que la théorie de l'accommodation isostatique semble exiger que, le long des massifs producteurs de sédiments ou déchargés, s'élève une nouvelle bande de terrains plissés annexés au continent après un certain laps de temps nécessaire pour qu'un effort régularisateur des charges se produise. Que cette accommodation ait lieu dans le Jura septentrional, c'est possible; mais elle est insaisissable dans le Jura méridional, vers l'île Crémieu par exemple, qui, tout en s'appuyant à la zone productive du sédiment constituée par une apophyse du Plateau Central, n'est pas plissée. On peut ensuite se demander pourquoi il existe encore une dépression entre la bande plissée sédimentaire et les terrains primitifs, et pourquoi la Bresse n'est pas relevée et plissée. Il est vrai que le plissement de cette cuvette, de même que celui de la plaine suisse, est toujours possible, mais néanmoins il reste difficile d'attacher une grande valeur démonstrative à des considérations théoriques si mal fondées en fait.

Quant aux preuves morphologiques, elles sont toutes inexistantes dans le Jura méridional. Il n'y a pas de zone bordière occidentale ni de Jura plateau, et l'harmonie entre les formes structurales et les formes actuelles est aussi complète dans les chaînons du Revermont que dans les hautes croupes de l'est. De plus, s'il est vrai de dire qu'il y a augmentation de l'ablation des couches de l'est vers l'ouest, il faut tenir compte que cette augmentation est assez ancienne, puisqu'on la constate à la fin de l'éocène, et il n'est pas possible de la rapporter aux plissements postmio-cènes. Enfin il n'y a pas plus de pénéplaines à l'ouest qu'il n'y en a à l'est. Les chaînes orientales ou occidentales montrent des surfaces d'aplanissement, c'est incontestable; dès lors on ne peut imaginer une progression dans un sens quelconque pour la production de pareilles formes dans le Jura méridional. Enfin, la période pliocène semble trop courte

pour suffire à la production même d'une seule pénéplaine, étant donné surtout l'importance attribuée par Machaček à l'érosion chimique.

En résumé, les théories récentes sur le relief du Jura ne semblent pas avoir suffisamment tenu compte, du moins en ce qui concerne le Bugey, de ce fait primordial que les formes générales du terrain dépendent étroitement de la tectonique. Nous avons indiqué, au cours de ce travail, combien cette dépendance était intime. Pour s'en convaincre une dernière fois, il suffit de comparer la carte structurale du général de la Noë avec une carte topographique du pays : la ressemblance est évidente. Dès lors le relief actuel a son origine indubitable dans les mouvements qui ont affecté le géosynclinal où les couches jurassiennes se sont déposées ; il importe donc, avant de montrer les relations qui unissent ces mouvements aux formes topographiques actuelles, de se rappeler l'ordre dans lequel ils se sont succédé.

Primaire. — Sans aller jusqu'à suivre M. E. Fournier¹ dans ses vues synthétiques sur l'influence des plissements de cette époque sur les mouvements ultérieurs du Jura, il ne faut pas oublier néanmoins que cette contrée porte des traces du grand plissement carboniférien ou hercynien : Chamagnieu, le massif de la Serre.

Secondaire. — Le géosynclinal subalpin, au commencement de cette époque, se montre mobile d'une façon toute particulière sur la lisière occidentale du Jura, où l'on remarque de nombreuses surfaces taraudées ; les différences dans la sédimentation, si importantes au point de vue de l'érosion, tiennent aussi pour une bonne part aux mouvements de la cuvette. La fin du jurassique est marquée par une phase d'émersion qui atteint son maximum dans le Bugey avec le purbeckien. L'infracrétacé voit se produire une transgression qui se termine avec le sénonien. A ce moment se produisent des efforts orogéniques importants : ce sont les mouvements post-sénoniens.

Tertiaire. — La fin de l'éocène est témoin des mouvements dits pyrénéens ; un abaissement général du pays a lieu après l'oligocène, et la continuation de ce mouvement amène les deux transgressions de la mer mollassique. Cette mer est chassée après le tortonien, et il se produit un plissement intense à la fin de l'époque miocène. Ce plissement est repris à nouveau ou se continue après le pliocène inférieur et persiste, avec plus ou moins d'intensité, au moins jusqu'à la fin du tertiaire.

1. E. FOURNIER. *Etudes sur la tectonique du Jura franc-comtois*. B. S. G. F., 4^e série, I, 1901, p. 97.

Relations de ces mouvements avec les formes topographiques. —

Le rôle du Massif de la Serre a donné lieu à différentes interprétations dont il n'est guère possible de tenir compte pour l'éperon de Chama-gnieu, qui semble avoir communiqué sa résistance au massif de Crémieu et l'avoir garanti contre les plissements. Il n'y a aucune trace de môle ou de horst contre lequel se seraient écrasés des plis, ce qui fait qu'il y a là un problème dont la solution n'apparaît pas d'une manière bien évidente. Il semble toutefois qu'il y ait une certaine liaison entre l'ensemble des couches non plissées du Bas-Bugey et de l'île Crémieu et la torsion générale des chaînes du Jura méridional à la hauteur de la ligne Ambérieu-Culoz.

Les mouvements jurassiques sont trop peu connus dans leur détail pour qu'on puisse dire quelle a été leur influence sur la destinée future du relief du Jura.

Les mouvements post-sénoniens jettent une grande lumière sur la haute antiquité des différences d'ablation constatées dans l'arc jurassien. Dès cette lointaine époque, ou tout au moins dans les temps qui la suivirent immédiatement, le Bugey était, comme aujourd'hui, plus dénudé à l'ouest qu'il ne l'est à l'est. La répartition des sables éocènes et des dépôts qui les accompagnent est là pour le démontrer.

C'est ce qu'attestent aussi les mouvements pyrénéens qui ont démantelé les formations sableuses dues à l'érosion des chaînes post-sénoniennes et qui ont rendu un certain relief à l'ensemble du massif. De cette époque date la grande faille bordière qui sépare le Bugey et l'île Crémieu de la plaine delphino-bressanne et qui contribue à donner au Jura vu de l'ouest un aspect de barrière caractéristique.

Le relief préoligocène n'a dû subir que des érosions modérées, car il fut suivi par des mouvements d'affaissement et de tassement qui transformèrent la région en pays de lacs, puis amenèrent deux transgressions marines parallèles au temps de la mollasse. Comme on l'a vu, il est probable qu'à cette dernière époque il exista des anticlinaux émergés qui séparaient les golfes synclinaux qui étaient recouverts par les eaux marines. C'est dès ce moment que dut commencer l'aplanissement des voûtes, tandis que les parties basses étaient protégées par la mer et par les dépôts qu'ils recevaient. A l'époque tortonienne, sur la fin de la 2^e transgression méditerranéenne, l'Ain avait son delta à 150 mètres plus haut que son lit actuel. C'est la preuve incontestable de l'existence d'un relief déjà bien accentué à cette époque.

Le plissement post-tortonien qui a commencé dès le miocène supérieur s'est fait sentir durant tout le pliocène, et il se peut que ses répercussions soient encore sensibles de nos jours. Ce plissement d'une si longue durée est concomitant et subordonné au dernier grand plissement alpin. D'après les données de la stratigraphie des terrains qui composent la Bresse, il semble qu'à l'époque pontienne il y ait eu un certain relief plus accusé qu'il ne l'était à l'époque précédente. En effet, c'est à ce moment que la mer est définitivement chassée du Jura et repoussée fort loin vers le sud. A sa place se creuse la grande vallée pontienne décrite par M. Depéret¹. C'est alors aussi que se sont établis des affluents transversaux qui commençaient à opérer le soutirage des cuvettes lacustres formées sur l'emplacement des synclinaux récemment émergés; et de ce moment date aussi l'occupation par les eaux courantes de la partie de la cluse Culoz-Ambérieu ainsi que le passage hypothétique d'une rivière venue de l'est par la vallée desséchée de Nurieux, Volognat, Peyriat, Ceignes, Cerdon. Pendant ce temps l'œuvre d'aplanissement se poursuivait avec vigueur. Les voûtes, pour la plupart émergées à l'époque de la mollasse, subirent une érosion profonde tant que la mer baignait leurs flancs. Après son retrait, elles furent plus ou moins disloquées et devinrent la proie des affluents qui s'établirent sur les pentes tapissées de mollasse et se jetèrent momentanément dans les lacs synclinaux.

On ne peut préciser quelle fut la durée de ces lacs et combien ils influencèrent la topographie des hauts sommets. Il est bien certain que ces formes particulières du début d'un réseau hydrographique sont en général assez instables; cependant il nous semble que, vu la disposition tectonique du Jura méridional, qui fait des synclinaux une succession d'ombilics assez marqués, les lacs synclinaux ont mis un certain temps à se coordonner en rivières originelles, et que pendant ce temps l'érosion sur les pentes marchait son train en continuant d'abaisser et d'aplanir les régions élevées des anticlinaux. Une preuve qu'il en a été ainsi, c'est que MM. de la Noë et de Margerie² pensent qu'une des causes qui ont pu remplir les lacs jusqu'au niveau de la dépression par laquelle ils se sont vidés, réside dans l'érosion qui a démoli les versants et relevé le niveau des eaux jusqu'au point d'écoulement.

Quoi qu'il en soit, les conditions de l'érosion changèrent avec le début

1. C. DEPÉRET. *Aperçu sur la structure générale et l'histoire de la vallée du Rhône*. A. G., IV, 1895, p. 432-452.

2. DE LA NOË ET DE MARGERIE. *Les formes du terrain*, p. 143-144.

du pliocène. A ce moment, en effet, se produisit un tassement qui ramena la mer jusqu'aux portes de Lyon. La cuvette bressanne fut remplie de dépôts fins qui montrent combien le relief général a été abaissé. Après le pliocène inférieur, les assises fines font place à des dépôts caillouteux, et de plus il est facile de constater que le bord oriental de la cuvette bressanne est assez fortement relevé. Il semble donc probable qu'au pliocène moyen le Jura ait été le théâtre d'un nouvel effort orogénique. Cette poussée a accentué les anticlinaux et les synclinaux ébauchés lors du départ de la mer miocène; elle a aussi amené le ravinement intense des dépôts caillouteux du pontien, et peut-être est-ce le démantèlement de cette formation qui a donné naissance aux nappes du Dauphiné et de la Dombes. Ces phénomènes ont duré jusqu'au début du quaternaire; ils ont été très lents, comme en témoigne le fait que des rivières telles que l'Ain et la Bienne inférieure n'ont pas été influencées par le plissement au point d'y subordonner leur cours. De plus, ils ont été accompagnés par des mouvements de tassement, mouvements plus ou moins localisés dont on retrouve des traces dans le passage du Rhône de Virieu-le-Grand à Belley.

Cette conception des divers mouvements qui se sont succédé dans le Jura depuis la fin du miocène marin et qui peut se ramener à une série de mouvements qui tendent à élever ou à abaisser la chaîne, rentre bien dans ce que M. Haug¹ a si justement appelé le soulèvement par saccades des massifs montagneux. L'arc jurassique, pour n'avoir été qu'une région où le plissement n'a pas donné des formes grandioses, n'en reste pas moins une contrée où les mouvements épirogéniques ont eu une très grande importance.

Alors que se produisaient les dernières oscillations du Jura, c'est-à-dire pendant le pliocène moyen et supérieur, les surfaces d'aplanissement des voûtes ont été énergiquement attaquées par l'érosion. C'est alors que se produisit le cycle Cimetière-Sapey. C'est aussi vers cette époque que la région posséda son réseau hydrographique le plus complet.

On peut concevoir, en effet, qu'au début du pliocène moyen les rivières qui drainaient les synclinaux avaient réussi à établir leur lit définitif. Des affluents subordonnés naquirent sur les pentes, et lorsque ces ruz arrivèrent à la hauteur d'aplanissement produite par l'érosion antérieure (cycle Planachat-Corent), ils rencontrèrent des couches de différentes natures

1. E. HAUG. *Traité de géologie*, Paris, Colin, 1907, p. 531.

avec des pentes modérées, ce qui facilita l'établissement des combes longitudinales. Il est difficile de dire quand et comment le cycle Cimetière-Sapey fut remplacé par le cycle actuel. Cela tient à l'incertitude des données que l'on possède sur les époques glaciaires.

Si l'on admet que les Alpes occidentales ont été le théâtre de phénomènes analogues à ceux qui se sont produits dans les Alpes orientales, on est obligé de convenir qu'il est très probable que le Jura a subi les quatre grandes glaciations décrites par MM. Penck et Brückner. Dès lors se pose la question du mode d'action des glaces dans un pays calcaire plissé dont les parties basses pouvaient être encombrées de matériaux assez tendres à affouiller.

Les glaciers Günziens ont dû s'établir sur des fonds de vallées tapissés en partie par les dépôts mollassiques et par les produits de l'érosion des hautes régions. D'après le processus ordinaire, ils ont accumulé et érodé, suivant les conditions de pente où ils se trouvaient. Dans la période interglaciaire Günz-Mindel, l'érosion s'occupa de régulariser les pentes et porta son principal effort sur le raccord des divers bassins surcreusés et excavés, ce qui amena l'approfondissement des anciennes vallées et l'établissement d'un premier gradin. La glaciation Mindélienne reproduisit en plus grand les phénomènes Günziens, et la période interglaciaire Mindel-Riss vit se former un second gradin situé en contre-bas du premier. Il en fut de même pour la glaciation Rissienne et pour la période interglaciaire Riss-Würm. A cette dernière époque, il est incontestable que les vallées étaient creusées au moins aussi profondément qu'elles le sont maintenant. La période actuelle montre comment s'opère le déblayage et l'approfondissement des vallées après une glaciation de minime importance.

A la vérité, il n'y a pas pour le moment de preuves évidentes de l'existence des glaces Günziennes et Mindéliennes dans le pays, mais cette conception, qui nous a été récemment suggérée par M. de Martonne, au cours d'une excursion dans le Bugey, permet une interprétation assez satisfaisante des gradins qui accidentent certaines vallées du Jura méridional, telles que celles de la Valserine, du Séran et de la Semine. Il paraît même possible de l'étendre aux surfaces d'aplanissement les plus basses situées le long des cluses Bellegarde-Nurieux et Culoz-Ambérieu. De plus, on comprend que les ruz, par suite d'une semblable évolution, aient fini par disparaître en grande partie et que les combes apparaissent aujourd'hui comme suspendues en l'air et sans lien bien apparent avec les vallées inférieures.

Nous avons attiré tout particulièrement l'attention sur le rôle que jouent les alluvions glaciaires, quel que soit du reste leur âge, dans un pays tel que le Jura : elles servent de manteau protecteur et de collecteur, comme il l'a été montré en détail pour le pays de Gex et le Valromey. A mesure qu'elles se déblayent, la puissance et la longueur des cours d'eau subaériens diminue. L'influence de la nature du sol tend de plus en plus à prendre une place prépondérante, et l'agrandissement du domaine karstique est continu. Les couches marneuses imperméables finissent par être entraînées ou percées, et les eaux descendent rapidement en profondeur pour ne reparaitre au jour que lorsqu'elles rencontrent un second niveau capable de les retenir. C'est ainsi que s'explique en partie l'atrophie du réseau hydrographique dans les hauts pays des Molunes-Retord, où se trouvent de nombreux affleurements néocomiens et même bon nombre de vallées creusées dans l'oxfordien et dépourvues d'eau courante. Dans le Molard de Don et le bassin de Belley, le trajet scalariforme des cours d'eau est causé en partie par des phénomènes d'érosion et d'accumulation glaciaires. D'autre part, l'encaissement et les ruptures de pente si manifestes dans les parties inférieures des vallées du Bugey peuvent être attribués au surcreusement des vallées principales ; cependant il est certains faits qui ne s'expliquent pas très bien de cette façon : tels sont notamment la gorge inférieure du Surand et le canyon de Bellegarde, ce qui rend plausible l'hypothèse de mouvements locaux récents.

En résumé, les formes géographiques du Bugey se montrent dans leur ensemble comme le produit de forces érosives inégales appliquées sur des matériaux divers et diversement disposés. Pour ne parler que des phénomènes les plus récents, l'inégalité apparaît dès le début du tertiaire et se manifeste par des différences d'ablation à l'est et à l'ouest. Elle se continue au miocène marin, où une partie de la région est émergée, tandis que l'autre est soumise aux différentes influences destructives du relief. Elle se poursuit au pontien, qui préside au décapage des synclinaux mollassiques et continue l'aplanissement des voûtes. Durant le pliocène inférieur, les parties les plus basses sont encore protégées, tandis que les plus élevées subissent les assauts de l'érosion. Pendant le reste du tertiaire, l'individualisation s'accroît, et l'évolution du relief dépend du sort de chaque val particulier, de sa configuration tectonique, de son plus ou moins de pente ou de largeur, de la composition pétrographique et de l'inclinaison de chaque surface d'aplanissement des voûtes qui l'enserment. Il faut ajouter encore les mouvements de tassement inséparables de tout

mouvement orogénique. Enfin le quaternaire est influencé par les actions diverses du phénomène glaciaire.

Malgré tout, il est possible, comme on l'a vu, de cataloguer les différentes formes du terrain et de les rapporter, avec une probabilité plus ou moins grande, à un temps donné. Toutefois, il ne semble pas qu'il soit possible de trouver des traces d'une pénéplaine aussi parfaite que le dit M. Brückner, ou même d'un aplanissement progressif de l'ouest à l'est tel que le décrit M. Machaček.

Les surfaces aplanies des hauts sommets ne se raccordent pas en un plan unique incliné de l'est vers l'ouest; elles sont limitées sur les flancs des voûtes. Pour prendre un exemple typique, les plates-formes du Colombier situées entre 1.100 et 1.250 mètres ne peuvent se joindre à l'est avec le sommet du Gros-Foug, pas plus qu'à l'ouest elles ne se relient avec les surfaces aplanies du Planachat et des Joux-Noires. Il serait aussi difficile de raccorder ces formes de maturité des hautes chaînes avec celles qui longent les cluses Bellegarde-Nurieux et Culoz-Ambérieu. Il y a des différences de niveau de plus de 300 mètres. Tout semble s'être passé comme si l'érosion s'était attaquée aux pentes des voûtes et n'avait pas eu le temps de les faire disparaître entièrement. Il y a eu aplanissement, mais non pénéplanation.

De même, cet aplanissement n'a pas commencé à l'ouest pour s'étendre vers l'est au fur et à mesure du plissement. Les formes de maturité du Revermont sont exactement de la même famille que celles des chaînes orientales, et rien ne les distingue si ce n'est la différence d'intensité du plissement et la quotité des ablations. La question des ablations ne relève pas du plissement post-miocène, puisque dès la fin de l'éocène le Jura méridional présentait des différences analogues à celles d'aujourd'hui. Le plissement est en général plus intense vers l'est, mais néanmoins les formes géographiques qui en sont résultées sont tout à fait comparables à l'orient et à l'occident du pays.

CONCLUSIONS

De l'ensemble de cette étude des formes du relief du Bugey il nous semble qu'il est possible de tirer quelques conclusions nouvelles.

La première, la plus importante, est sans contredit que le Jura méridional, et en particulier le Bugey, est un pays qui ne peut pas rentrer franchement dans la catégorie classique des pays jeunes. De ces pays jeunes il a la concordance générale entre les formes du terrain et les grands traits de la tectonique; des pays plus âgés il présente les surfaces de maturité indéniables et aussi en quelques rares endroits (vallée de l'Ain, parties de cluses) des régions où le relief n'est pas en rapport visible avec le plissement. Ce fait s'explique parce qu'en somme le Jura méridional, depuis la mollasse marine, n'a jamais eu la possibilité d'évoluer en son entier.

Lorsque la mer envahit pour la dernière fois le Bugey, il existait une esquisse générale du plissement postérieur; la région ne fut que partiellement ennoyée, et les parties émergées subirent un décapage intense; à la fin du miocène, l'esquisse fut poussée plus loin, et les traits principaux du relief actuel commencèrent à apparaître avec vigueur; au pliocène inférieur, il y eut un affaissement, comme un estompage des traits précédemment acquis, qui ne reçurent leur netteté définitive qu'avec la fin du pliocène. A ce moment arrivèrent les glaciers, et pendant les diverses périodes qui ont séparé les invasions successives du pays par les glaces se produisirent les gradins et l'approfondissement des vallées qui sont des retouches à l'œuvre primitive; retouches nécessitées par le déblayement des matériaux accumulés par les glaces et le raccordement des parties surcreusées.

On conçoit dès lors que le Bugey n'ait pas eu le temps de vieillir : par suite de conditions toutes spéciales, il ne s'est pas usé dans toutes ses parties et ne peut présenter des formes de maturité absolue telles qu'une pénéplaine, mais seulement des formes d'aplanissement qui ne peuvent naturellement se rencontrer que dans les parties les plus exposées à l'érosion et qui ont été les moins ennoyées, c'est-à-dire sur les sommets des voûtes. Ces formes aplanies se sont produites au cours d'une longue évolution durant le cycle Planachat-Corent. Par suite du soulèvement définitif, ou pour mieux dire de l'exhaussement terminal du Jura durant la fin du pliocène, il s'est constitué dans la région un réseau hydrographique très complet composé d'artères maitresses originelles et de rameaux subordonnés, ruz et combes : c'est la phase ou le cycle Cimetière-Sapey qui a sculpté et entaillé les plates-formes des hautes croupes. Ce cycle fut interrompu par l'arrivée des glaciers, qui modifièrent profondément les conditions de l'érosion dans le pays.

Comme on le voit, cette succession d'événements importants resserrés en un espace de temps relativement restreint aide singulièrement à comprendre pourquoi le Bugey n'a jamais eu le loisir d'évoluer en son entier vers la maturité et comment il se fait qu'il présente un assemblage de traits caractéristiques à la fois de l'extrême jeunesse et d'un âge assez avancé.

On peut se demander quel a été le rôle de l'érosion souterraine dans le modelé du pays. A première vue il semble qu'il ait dû être considérable, car les surfaces en contact avec l'air extérieur sont calcaires et perméables pour la plupart. Cependant, nous ne pensons pas, et c'est là une seconde conclusion, que les phénomènes karstiques aient eu depuis le miocène une grande influence sur le relief de la région. Comme il a été dit à propos de la première chaîne du Jura, les eaux souterraines dans les pays plissés tendent à se réunir dans les synclinaux en suivant les lignes de plus grande pente des couches imperméables et produisent des formes particulières appelées lésines. Les synclinaux sont donc, par la force des choses, gorgés d'eau; comme, d'autre part, ils ont été ennoyés pendant assez longtemps, il en résulte qu'ils étaient préservés de toute usure profonde. Lorsqu'ils furent définitivement en possession de leur hauteur relative, ils durent d'abord se débarrasser de la nappe lacustre qui les recouvrait, et lorsque cette œuvre fut achevée, le pliocène n'était pas loin de se terminer et de céder la place aux glaciers quaternaires.

Au reste, il faut remarquer que la mer mollassique avait tapissé le fond des synclinaux d'un dépôt imperméable plus ou moins épais qui s'opposa pendant longtemps à l'infiltration des eaux de ruissellement tombées sur les surfaces ainsi recouvertes. Ce n'est que quand ce revêtement a été démoli et usé que l'érosion souterraine a pu s'exercer sur l'ensemble du Jura. D'ailleurs, les nombreuses veines marneuses des calcaires jurassiques et infracrétacés constituèrent, elles aussi, comme elles le font encore aujourd'hui, un obstacle très important à la diffusion du réseau hydrographique souterrain.

Après avoir considéré le rôle des eaux courantes dans le relief du Bugey, il importe d'insister sur les influences glaciaires. Les dépôts abandonnés par les glaciers dans le Jura méridional peuvent se diviser, suivant leur degré de dégradation plus ou moins avancé, en deux catégories : ceux qui, demeurés en place, sont encore très épais et ceux qui sont réduits à une mince pellicule.

Les dépôts de la première catégorie, tels que ceux qui constituent les deux bandes morainiques les plus inférieures du pays de Gex, les environs de Bellegarde et de Virieu-le-Grand, qui tapissent les vallées de l'Oignin, de la Semine, de l'Albarine, du Séran, de la rivière d'Ain ainsi que les sections longitudinales des rivières qui drainent le Molard de Don, n'ont pas encore été déblayés dans leur entier; ils donnent naissance à des phénomènes épigénétiques plus ou moins accentués, protègent les versants contre les infiltrations souterraines et l'érosion chimique sur les calcaires, en même temps qu'ils renferment des sources qui ne sont pas négligeables.

Les dépôts qui ne formaient qu'une mince pellicule étaient dus au passage des glaces qui ont recouvert toute la région à l'exception de quelques rares nunataks. Les glaciers, en se retirant, ont laissé des dépôts boueux et argileux dont l'office immédiat a été de boucher pendant quelque temps les fissures des roches sous-jacentes et d'activer de la sorte l'érosion superficielle. Les rivières recevant à peu près toutes les eaux tombées à la surface purent activer le déblayement de leur chenal obstrué par les masses d'alluvions morainiques, et c'est alors que se sont produites les gorges qui terminent les parties inférieures de la plupart des cours d'eau du pays.

Actuellement, la mince pellicule glaciaire a disparu en beaucoup d'endroits, et le sol calcaire mis à nu exerce avec vigueur sa propriété d'é-

ponge absorbante. Les eaux de ruissellement gagnent immédiatement les profondeurs et vont ressortir beaucoup plus bas qu'elles ne l'auraient dû dans le thalweg de l'affluent collecteur. De là une perte de force vive pour l'érosion subaérienne, qui se trouve considérablement retardée et par endroits complètement arrêtée.

Ce fait met en lumière une condition toute particulière de l'érosion dans les pays calcaires plissés envahis par les glaciers. Les dépôts laissés par les glaces après leur retrait entravent momentanément l'agrandissement du domaine karstique et favorisent le développement du réseau hydrographique subaérien. A mesure que le temps s'avance, cet effet conservateur et protecteur des eaux courantes à l'air libre diminue fatalement, l'évolution de la région tend à se faire selon les lois particulières aux terrains dont elle est composée. C'est ainsi que le régime karstique occupe une place de plus en plus grande dans le Bugey, comme on peut s'en rendre compte par l'augmentation annuelle, pour ainsi dire, des trous, des entonnoirs, des pertes que l'on peut observer dans les régions telles que le Revermont, le haut pays, où les influences glaciaires paraissent avoir été le plus atténuées.

Et c'est là une nouvelle conclusion générale qui n'est pas sans importance pour le géographe, car elle permet de prévoir le sort futur de tout un pays.

L'eau descendra de plus en plus bas, suivant que les couches argileuses et marneuses qui la retiennent à la surface du sol s'useront et seront emportées. Déjà il ne reste plus grand'chose du manteau argileux légué par les glaciers; et comme les horizons marneux sont beaucoup moins puissants que les horizons calcaires perméables, il en résulte qu'il viendra un moment où les conditions de répartition de l'eau courante, et avec elles celles qui président à la distribution des habitations humaines, se trouveront profondément modifiées. L'avenir pour le Bugey, si riant, si fertile, aux vallées herbeuses, aux pentes mamelonnées couvertes de champs de blé, aux villages disséminés, aux nombreuses fermes isolées, se présente sous une forme beaucoup plus austère et plus sauvage, dont on peut voir un aperçu dès maintenant en considérant certaines parties du Revermont (fig. 29), de la vallée du Surand ou de la rive gauche de l'Ain. A moins d'un retour des glaciers, le Jura méridional deviendra la proie des influences karstiques, un pays où de maigres broussailles de buis tapisseront des pentes criblées d'emporieux et de dolines et où les agglomérations humaines se resserreront au fond des vallées vers les

points d'eau. La région peut devenir plus pittoresque, mais à coup sûr beaucoup moins favorable aux développements de l'agriculture et de l'industrie. L'évolution du modelé tendra de plus en plus à se faire selon les conditions normales aux pays à sol calcaire perméable et à se rapprocher du type classique bien connu. Le Bugey tend lentement, il est vrai, mais sûrement, à devenir un causse typique.

J.-B. MARTIN.

DEUXIÈME THÈSE

PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ

Zoologie. — Organisation des Arthropodes.

Botanique. — La flore des lacs jurassiens.

Vu et approuvé :

le avril 1911.

LE DOYEN DE LA FACULTÉ DES SCIENCES,

PAUL APPELL.

Vu et permis d'imprimer :

LE VICE-RECTEUR DE L'ACADÉMIE DE PARIS,

L. LIARD.

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION

Traits généraux, p. 1. — Avis préalable sur l'Onomastique, p. 2.

CHAPITRE PREMIER

Le Jura méridional. — Limites et subdivisions.

Aperçu général sur la chaîne Jurassienne, p. 3. — I. Délimitation du Jura méridional. — 1° Limite sud, p. 5. — 2° Limite septentrionale, p. 7. — 3° Limite occidentale, p. 9. — 4° Limite orientale, p. 10. — II. Subdivisions du Jura méridional, p. 13.

CHAPITRE II

Données géologiques. — Stratigraphie et tectonique.

I. Description sommaire des terrains, p. 15. — Série Jurassique, p. 15. — Terrains crétacés, p. 23. — Terrains tertiaires, p. 26. — Pliocène, p. 32. — Pléistocène. Actions glaciaires, p. 33. — Époque moderne, p. 37. — Étendue relative des divers terrains, p. 39. — II. Remarques générales sur la tectonique, p. 39.

CHAPITRE III

Relations générales des formes du terrain avec la tectonique.

I. Remarques initiales sur les formes du Jura plissé, p. 42. — II. Influence de la tectonique sur les formes du terrain, p. 54.

CHAPITRE IV

Région où le Val devient la forme caractéristique.

I. Le pays de Gex, p. 59. — La chaîne du Reculet-Vuache, p. 63. — A. Chaîne orientée N. 30° E. de la Faucille au delà du chalet de la Pontouille (long. 22 k.), p. 63. — B. Chaîne orientée N. 30° W., p. 68. — Val de Mijoux-Lélex-Chézery, p. 71. — La Valserine (long. 48 kil.), p. 72. — II. Le haut Bugey, p. 76. — Chaîne du Gros-Foug, p. 76. — Le val du Rhône, p. 78. — La chaîne du Colombier ou du Grand-Colombier, p. 82. — Val compris entre le Grand-Colombier et le Planachat ou Valromey, p. 87. — Chaîne du Planachat, p. 95. — Val de Brenod-Hauteville-Thézillieu, p. 97. — Val d'Oignin, p. 111. — Val Ange-Boney, p. 105. — Les Joux-Noires, p. 103. — Les Joux-Blanches, p. 109. — III. Le Revermont, p. 113. — Les chaînes du Revermont, p. 113. — Val du Surand, p. 119. — Conclusions, p. 123.

CHAPITRE V

**Les hauts pays des Molunes et de Retord. — Le massif du Molard de Don.
Le bassin de Belley. — La zone bordière de l'Ain.**

I. Hauts pays des Molunes et de Retord, p. 129. — Pays des Molunes, p. 129. — Le pays de Retord, p. 137. — II. Le massif du Molard de Don, p. 138. — III. Le bassin de Belley, p. 148. — IV. La zone bordière de la rive gauche de l'Ain et de la plaine Bressanne, p. 157. — V. Résumé, p. 171.

CHAPITRE VI

Les cluses composées du Bugey.

I. La cluse Bellegarde-Nurieux, p. 173. — II. La cluse Culoz-Ambérieux, p. 180.

CHAPITRE VII

Établissement et évolution du relief topographique du Bugey.

Relations du modelé avec la tectonique, p. 202. — Discussion des théories de Brückner et de Machacek, p. 203. — Principales phases de plissement, p. 207. — Relations de ces mouvements avec les formes topographiques, p. 208.

CONCLUSIONS, p. 214.

